



Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DO SISTEMA DE FALHAS
SENADOR POMPEU - CE**

Autor:

ANTONIO SÂNZIO ÁVILA CAVALCANTE

Orientador:

JAZIEL MARTINS SÁ

Dissertação n° 059/PPGG

Natal - RN, novembro de 2006.

Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Centro de Ciências Exatas e da Terra
Programa da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**EVOLUÇÃO TERMOCRONOLÓGICA DO SISTEMA DE FALHAS
SENADOR POMPEU - CE**

Autor:

ANTONIO SÂNZIO ÁVILA CAVALCANTE

Dissertação de Mestrado apresentada em
27 de novembro de 2006, para a obtenção
do título de Mestre em Geodinâmica pelo
Programa de Pós-Graduação em
Geodinâmica e Geofísica da UFRN.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Jaziel Martins Sá (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN)

Prof. Dr. Pedro José Iunes (IFGW/UNICAMP)

Natal - RN, novembro de 2006.

Divisão de Serviços Técnicos

Catálogo da Publicação na Fonte. UFRN / Biblioteca Central Zila Mamede

Cavalcante, Antônio Sâzvio Ávila.

Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu - CE /
Antônio Sâzvio Ávila Cavalcante – Natal, RN, 2006.

53 f.

Orientador: Jaziel Martins Sá.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
Centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em
Geodinâmica e Geofísica.

1. Atividade Tectônica – Dissertação. 2. Modelos geológicos – Dissertação. I.
Sá, Jaziel Martins. II. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. III.
Título.

DEDICATÓRIA

Aos meus pais,
José Mendes Cavalcante e Odete Ávila Paiva Cavalcante.

AGRADECIMENTOS

Declaro meus agradecimentos aos orientadores, professores, colegas, familiares e às instituições de ensino e pesquisa, que contribuíram de forma direta ou indireta para a concretização desta pesquisa.

Aos orientadores, Dr. Jaziel Martins Sá e Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra, pelos ensinamentos e pelo empenho e entusiasmo com que conduziram todo este trabalho.

Aos professores do IFGW/UNICAMP, Dr. Júlio César Hadler Neto, Dr. Pedro José Iunes, Dr. Sandro Guedes de Oliveira e Dr. Carlos Alberto Tello Saenz, pela disposição e compromisso assumido durante toda esta pesquisa.

Aos professores do PPGG/UFRN, Dr. Antonio Carlos Galindo, Dr. Venerando Eustáquio Amaro e Dra. Maria Osvalneide Lucena Souza, pelas contribuições apresentadas.

Aos colegas do IFGW/UNICAMP, Dr. Eduardo Augusto Campos Curvo, MSc. Pedro Augusto Franco Pinheiro Moreira, Igor Alencar Vellame, MSc. Rosane Palissari, pela ótima convivência e pela valiosa experiência propiciada.

Aos colegas do PPGG/UFRN, Mary Lúcia, Mickaelon Belchior, Ronaldo Cavalcante, Francisco Cezar, Ana Torquato, Yoe Alain, Sâmia Freitas, Ana Paula, Francisco Valdir, Gustavo, Fábio Souza, Nilton, Anna Pauletti e Nilda Lima, pela amizade e experiência compartilhada.

Aos colegas da Mineração Serra Grande (MSG), Rodrigo, Marcos, Alexandre, Leonardo, Túlio, Diogo, Maurice, Wellington, Cristiane, Natália, Ângelo, Renato e demais amigos, pela excelente recepção e companheirismo nesta reta final de nosso trabalho.

À minha esposa, Kelly, aos meus irmãos, Sales e Valfrida, aos meus cunhados, Deda e Dário, e ao meu filho, Eric, pela vida inteira.

Às instituições de ensino e pesquisa, Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo incentivo profissional e apoio financeiro e pela oportunidade de crescimento pessoal.

ÍNDICE

| | |
|---|-------------|
| DEDICATÓRIA | <i>i</i> |
| AGRADECIMENTOS | <i>ii</i> |
| LISTA DE FIGURAS, FOTOS E TABELAS | <i>v</i> |
| RESUMO | <i>vi</i> |
| ABSTRACT | <i>viii</i> |
| Capítulo 1: INTRODUÇÃO | |
| 1.1 Considerações iniciais | 01 |
| 1.2 Objetivos | 02 |
| 1.3 Localização da área de pesquisa | 03 |
| Capítulo 2: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | |
| 2.1 Província Borborema | 01 |
| 2.2 Pré-Cambriano da Província Borborema | 02 |
| 2.2.1 Compartimentos lito-estruturais da Província Borborema | 02 |
| Terreno Ceará Central (TCC) | 03 |
| Terreno Jaguaribeano (TJ) | 04 |
| 2.2.2 Sistema de zonas de cisalhamento da Província Borborema | 05 |
| Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) | 05 |
| 2.3 Fanerozóico da Província Borborema | 06 |
| 2.3.1 Tectonismo paleozóico | 07 |
| 2.3.2 Tectonismo mesozóico | 07 |
| 2.3.3 Tectonismo cenozóico | 13 |
| 2.4 Aspectos morfo-tectônicos da Província Borborema | 14 |
| Capítulo 3: GEOLOGIA LOCAL | |
| 3.1 Ferramentas de interpretação | 01 |
| 3.1.1 Processamento e interpretação de imagens SRTM | 01 |
| Critérios hidrográficos | 03 |
| Critérios morfológicos | 04 |
| 3.1.2 Estudos geológicos de campo | 05 |
| Aspectos lito-estruturais | 06 |
| Aspectos morfo-estruturais | 09 |

| | |
|---|----|
| Capítulo 4: TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO | |
| 4.1 Considerações iniciais | 01 |
| 4.2 Coleta e separação mineral | 02 |
| 4.3 Fundamentos da equação de idade | 02 |
| 4.4 <i>Annealing</i> dos traços de fissão | 05 |
| 4.4.1 Fatores que influenciam o <i>annealing</i> | 06 |
| 4.4.2 Modelamento do <i>annealing</i> | 06 |
| 4.4.3 Correção da equação de idade | 10 |
| 4.5 Revelação e observação dos traços de fissão | 10 |
| Capítulo 5: RESULTADOS E DISCUSSÕES | |
| 5.1 Considerações preliminares | 01 |
| 5.2 Idades aparentes e corrigidas | 01 |
| 5.3 Histórias térmicas | 04 |
| 5.4 Evolução termocronológica da ZCSP | 04 |
| Capítulo 6: CONCLUSÕES | |
| 6.1 Datação por traços de fissão em apatitas | 01 |
| Referências bibliográficas | |

LISTA DE FIGURAS, FOTOS E TABELAS

| | |
|--|----|
| Figura 1.1: mapa de localização da área de pesquisa | 03 |
| Figura 2.1: contexto da Província Borborema no Gondwana Ocidental | 01 |
| Figura 2.2: contexto da área pesquisada na Província Borborema | 04 |
| Figura 2.3: evolução esquemática da margem do Brasil Ocidental e África Oriental | 08 |
| Figura 2.4: modelo de evolução mesozóica da margem leste e equatorial brasileira | 09 |
| Figura 2.5: modelo de evolução mesozóica da Província Borborema | 11 |
| Figura 2.6: curva de frequência de idades K-Ar da margem equatorial brasileira | 12 |
| Figura 2.7: principais superfícies de aplainamento definidas para a Província Borborema | 15 |
| Figura 3.1: sombreamento de relevo de imagens <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> | 02 |
| Figura 3.2: equalização e realce de imagens <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> | 02 |
| Figura 3.3: rede de drenagem interpretada de imagens <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> | 03 |
| Figura 3.4: linhas estruturais interpretadas de imagens <i>Shuttle Radar Topography Mission</i> | 04 |
| Figura 3.5: contexto lito-tectônico da área pesquisada | 06 |
| Figura 3.5: perfil geológico longitudinal à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu | 07 |
| Figura 3.6: perfil geológico transversal à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu | 08 |
| Figura 3.7: mapa geológico sobreposto ao modelo digital de terreno da área pesquisada | 10 |
| Fotografia 3.1: ortognaisse migmatítico e gnaisse migmatítico típicos da área pesquisada | 11 |
| Fotografia 3.2: granito isotrópico grosso e granito porfirítico típicos da área pesquisada | 11 |
| Fotografia 3.3: sombras de recristalização e milonitos típicos da área pesquisada | 12 |
| Fotografia 3.4: cataclasito e brecha de falha típicos da área pesquisada | 12 |
| Fotografia 3.5: aspecto geral da Superfície Sertaneja e dos <i>inselbergs</i> da área pesquisada | 13 |
| Figura 4.1: modelo esquemático para correção de idades aparentes de traços de fissão | 09 |
| Tabela 5.1: resultados analíticos das idades de traços de fissão da área pesquisada | 03 |
| Figura 5.1: histórias térmicas da região da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu | 05 |
| Figura 5.2: distribuição das idades da região da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu | 06 |
| Figura 5.3: evolução termal esquemática da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu | 09 |

RESUMO

A região da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema (PB), têm sua história mais recente relacionada principalmente ao evento de formação do Oceano Atlântico Sul no fim do Jurássico. Diversos modelos geológicos têm discutido a existência de eixos de arqueamento crustal, tanto em escala local como na escala do núcleo nordestino, relacionados às principais direções tectônicas regionais.

A identificação e a correlação entre estas superfícies, tectonicamente reorganizadas em diversos níveis topográficos, é dificultada em razão do adiantado processo de desmonte a que foram submetidas. Além disto, a distribuição dos registros sedimentares é complexa e há uma carência de registros bio-estratigráficos em depósitos continentais.

A metodologia de análise por traços de fissão em apatita, na região da ZCSP, buscou um melhor entendimento dos mecanismos e o aperfeiçoamento dos modelos de evolução morfo-tectônica elaborados para a área em foco. Com este fim, foram modeladas a idade e a história térmica de 11 amostras de apatita, coletadas em ambos os lados desta zona de cisalhamento, estabelecendo-se a correlação com os resultados obtidos por outros estudos termocronológicos realizados na PB.

De acordo com o modelo termal obtido nesta pesquisa, a região da PB se desenvolveu em dois episódios distintos de resfriamento, intercalados por um período de relativa estabilidade. O primeiro episódio ocorreu entre 130 e 90 Ma, tendo sido iniciado quando as amostras cruzaram pela última vez a isoterma de 120°C e encerrado em 70°C. O segundo momento do processo de resfriamento foi iniciado aproximadamente em 30 Ma, quando a temperatura era de 90°C, tendo se estendido até o equilíbrio com as temperaturas atuais da superfície em 30°C.

Algumas evidências indicaram uma relação entre os episódios termais e eventos de soerguimento do relevo regional. Os fundamentos desta interpretação foram traçados principalmente através de estudos comparativos entre resultados de análises termocronológicas e de estudos geológicos na PB. Nóbrega *et al.* (2005), e.g., em estudos realizados na Zona de Cisalhamento Portalegre, chegaram a resultados similares aos alcançados na ZCSP, com algumas particularidades relacionadas à atividade tectônica local. Morais Neto *et al.* (2000) também interpretou em seus estudos regionais a ocorrência de dois importantes eventos de resfriamento na PB, que podem estar relacionados a eventos de soerguimento regional. Assine (1992), ao

estudar as seqüências estratigráficas da Bacia Araripe no sul do Ceará, concluiu que o abrupto retorno às condições continentais reinantes durante a sedimentação da última seqüência (albiana-cenomaniana) evidencia um soerguimento da região NE do Brasil há aproximadamente 100 Ma, no Albiano Médio/Superior. Estas idades são compatíveis com o modelo termal da ZCSP.

Estes dois períodos da história térmica da PB estão integralmente registrados nas amostras de apatita de apenas um dos grupos de idades de traços de fissão, compreendendo as idades mais antigas. Este fato foi atribuído a um aquecimento anterior a 75 Ma, que pode ter obliterado o registro nestas amostras do primeiro momento da evolução do relevo da PB. A reativação de estruturas NNE-SSW e E-W pode ter criado as condições ideais para este aquecimento e elevação dos gradientes geotérmicos locais. O equilíbrio entre as temperaturas das apatitas deste grupo com as condições geotérmicas regionais ocorreu por volta de 50 Ma, situação em que as amostras dos dois grupos de idade seguiram uma evolução similar até as temperaturas atuais de superfície.

ABSTRACT

The region of the Senador Pompeu Shear Zone (SPSZ), in the North Tectonic Domain of the Borborema Province (BP), has its recent history associated with to South Atlantic Ocean formation event at the Jurassic. A lot of geologies models have discussed about crustal axis elevation in local scale and large scale (Borborema Province), relative to importants regionals tectonics directions of it.

The identification and the relationship among this surfaces, stepped in many topographyc levels by tectonics mecanisms, is difficult because of the erosion process on it. Over there, sedimentary deposits is complex and it has not biostratigraphyc record in continental deposits.

The analysis methodology on apatita fission-track, in the region of the SPSZ, purpose the more knowledge about morphotectonics mecanisms of the area and the impruvement of its morphotectonics models. For this, it was moleled the age and thermal history of the 11 apatites samples collected on both sides of this shear zone, taking relationships among other results of the thermochronology studies in the BP.

Based on the thermal studies in this search, the region of the BP developed on two distinct cooling events, separated for one period of relative estabilized. The first episode occur between 130 and 90 M.y., has been began when the samples cross the 120°C isotherm for last time and finished at 70°C. The second moment of the cooling process was began about 30 M.y., when the temperature was 90°C, from this to the equilibrium with present surface temperature at 30°C.

Some evidences indicated a relationship between thermal episodes and uplift events of the regional relief. The fundaments of the interpretation was based mainly on comparatives studies among results of the thermochronology analysis and geologies studies about BP. Nóbrega *et al.*(2005), e.g., on studies about the Portalegre Shear Zone, got similar results on SPSZ, with some details relative to local tectonic activity. Morais Neto *et al.* (2000) interpreted two importants cooling events in the BP based on their regional studies, that can be associated to regional uplift events. When Assine (1992) studied the stratigraphyc sequences of the Araripe Basin, in the south of Ceará state, conclude that the abrupt return to continentals condicions from the last sedimentar sequency (albian-cenomaniane) indicate a regional uplift of the NE region of the Brazil at the 100 M.y., in the Albiano Intermediate/Superior. This ages are compatible to termal model of the SPSZ.

This two periods of the thermal history of the BP are completely registered in the apatites samples just one age groups of the fission-track, that it is the most ancient age groups. This one suggest it has happened in response to heating before 75 M.y and it has erased the last report of the first moment relief evolution of the BP. The NNE-SSW and E-W structure reactivation can have created ideal condicions for heating and local elevations of the geothermal gradients. The equilibrium between the apatites temperatures of this groups and the regionais temperatures took place about 50 M.y., when the samples of the two ages groups had a simillar evolution to present surfaces temperatures.

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

A Província Borborema (PB), no contexto da Plataforma Sul-Americana, tem sido objeto de estudos multidisciplinares sobre sua evolução tectônica. Sua evolução mais recente está relacionada à história de formação do Oceano Atlântico Sul no fim do Jurássico. O expressivo tectonismo reconhecido durante o Cretáceo foi atenuado no Cenozóico, passando a predominar fenômenos de arqueamento crustal (Rolim, 1985), cuja origem ainda denota divergências entre os autores que propõem uma intumescência na escala do núcleo nordestino e aqueles que advogam a existência de vários locais ou eixos de elevação estrutural, espacialmente relacionados com as principais direções tectônicas regionais (Saadi & Torquato, 1992). Os produtos residuais finais dos processos de contínuo desmonte destes relevos constituem as extensas superfícies de aplainamento atualmente reconhecidas na PB, juntamente com seus depósitos correlativos.

Alguns modelos interpretativos (e.g., King, 1953) consideram as superfícies de aplainamento como resultantes da atuação de processos de recuo paralelo de vertentes sob clima semi-árido, contrapondo-se ao modelo Davisiano do “ciclo geográfico ideal”. No Brasil, a importância dos fatores climáticos sobre a evolução do relevo cresceu a partir das pesquisas de Ab’Saber & Bigarella (1964), com a adoção de conceitos como pediplanização. De acordo com a corrente de pensamento seguida por estes autores, o clima influenciaria o deslocamento do nível de base (glácio-eustasia), competindo à tectônica apenas a compartimentação e a amplitude altimétrica dos níveis aplainados (Cunha & Guerra, 2001).

A identificação e a correlação entre estas superfícies, tectonicamente reorganizadas em variados níveis altimétricos, têm sido aplicadas como ferramentas de interpretação na elaboração de modelos sobre a evolução tectônica mesozóica e cenozóica da PB (e.g., Barros, 1998; Peulvast & Claudino Sales, 2004). Entretanto, esta correlação torna-se imprecisa em razão do adiantado processo de desmonte e dos deslocamentos verticais sofridos pelas superfícies de aplainamento originais, além da complexa distribuição dos registros sedimentares correlativos. Segundo Barros (1998), a carência de registros bio-estratigráficos em depósitos continentais (e.g., depósitos cenozóicos da Formação Serra do Martins) também dificulta o estabelecimento

de uma cronologia, além de que as correlações laterais baseadas na Geomorfologia são sempre polêmicas, existindo a necessidade da análise e integração de novos parâmetros metodológicos.

A metodologia de Análise de Traços de Fissão em Apatitas (ATFA) tem complementado a datação de eventos tectono-termiais ocorridos a baixas temperaturas (abaixo de 120°C) e não detectados por outros métodos isotópicos. Além disso, esta metodologia pode fornecer estimativas mais consistentes sobre a evolução tectônica mesozóica e cenozóica da região estudada, fornecendo idades e permitindo a definição dos compartimentos tectônicos movimentados e das taxas em que se deram estes deslocamentos. Por esta razão, o entendimento destes mecanismos também contribuirá para o aperfeiçoamento dos modelos de evolução morfo-tectônica elaborados para a região, possibilitando a definição e a organização espacial e temporal dos processos tectônicos envolvidos no reposicionamento destas superfícies de aplainamento.

1.2 Objetivos

Este trabalho faz parte dos estudos sobre as reativações mesozóicas e cenozóicas e evolução termocronológica dos sistemas de falhas NE-SW situados no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema, associados à reativação de importantes zonas de cisalhamento brasileiras, tais como a Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa), a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) e a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (ZCSP II). Foi iniciado com os estudos tectônicos e termocronológicos por análise de traços de fissão em apatitas, fornecendo importantes informações geodinâmicas sobre os movimentos verticais fanerozóicos e evolução das bacias interiores ligadas à Zona de Cisalhamento Portalegre (Nóbrega *et al.* 2005), sendo continuado por estes estudos aqui apresentados e que enfocam os terrenos associados ao longo de toda à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, que tem o seu traço paralelo e presumidamente com evolução similar à zona de cisalhamento citada.

A proposta principal desta pesquisa é, portanto, estudar a evolução mesozóica e cenozóica dos sistemas de falhas relacionados à reativação da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e adjacências. Para se alcançar este objetivo, foi aplicada a análise termocronológica de traços de fissão em apatitas. O uso deste termocronômetro permitiu modelar a história térmica deste mineral e correlacioná-la a episódios de movimentação vertical de blocos crustais, com base em estimativas das taxas de exumação ou soterramento do terreno para um gradiente geotérmico preestabelecido.

A avaliação prévia do cenário morfo-estrutural da região, através do uso de imagens digitais de sensores orbitais, objetivou a análise e o estabelecimento de algumas hipóteses

iniciais sobre o condicionamento tectônico dos elementos que compõem o relevo. A sistemática de investigação adotada foi fundamentada, portanto, na análise integrada da rede de canais de drenagem e feições topográficas reflexas das estruturas tectônicas desenvolvidas em eventos de reativação mesozóicos e cenozóicos, juntamente com os parâmetros adquiridos na ATFA.

1.3 Localização da área de pesquisa

A área enfocada está localizada na porção setentrional da Província Borborema, Nordeste do Brasil, com extensão aproximada de 12.000 km², estando integralmente inserida no Estado do Ceará (**Figura 1.1**). Os limites da área foram definidos de modo a incorporar o seguimento NE da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e adjacências, os quais compreendem o objeto de estudo principal discutido neste trabalho.

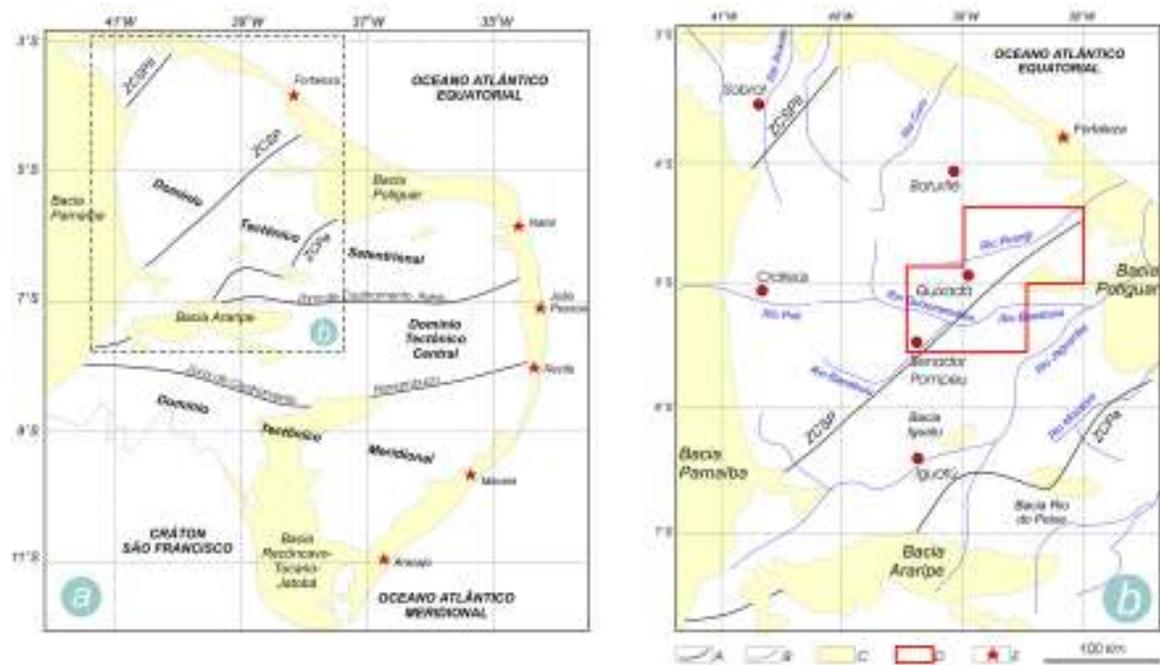


Figura 1.1: (a) Província Borborema; (b) localização da área pesquisada: A (zonas de cisalhamento), B (principais canais de drenagem da região), C (coberturas fanerozóicas) e E (capitais estaduais).

Capítulo 2

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Província Borborema

A Província Borborema (PB) constitui a porção mais ocidental de uma unidade tectônica maior encontrada entre os crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo, estendendo-se por baixo da Bacia Parnaíba e possivelmente incluindo a Faixa Araguaia e parte setentrional da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1977). A PB está representada na África pelas províncias Nigeriana, Hoggar e Africana Central (**Figura 2.1**).

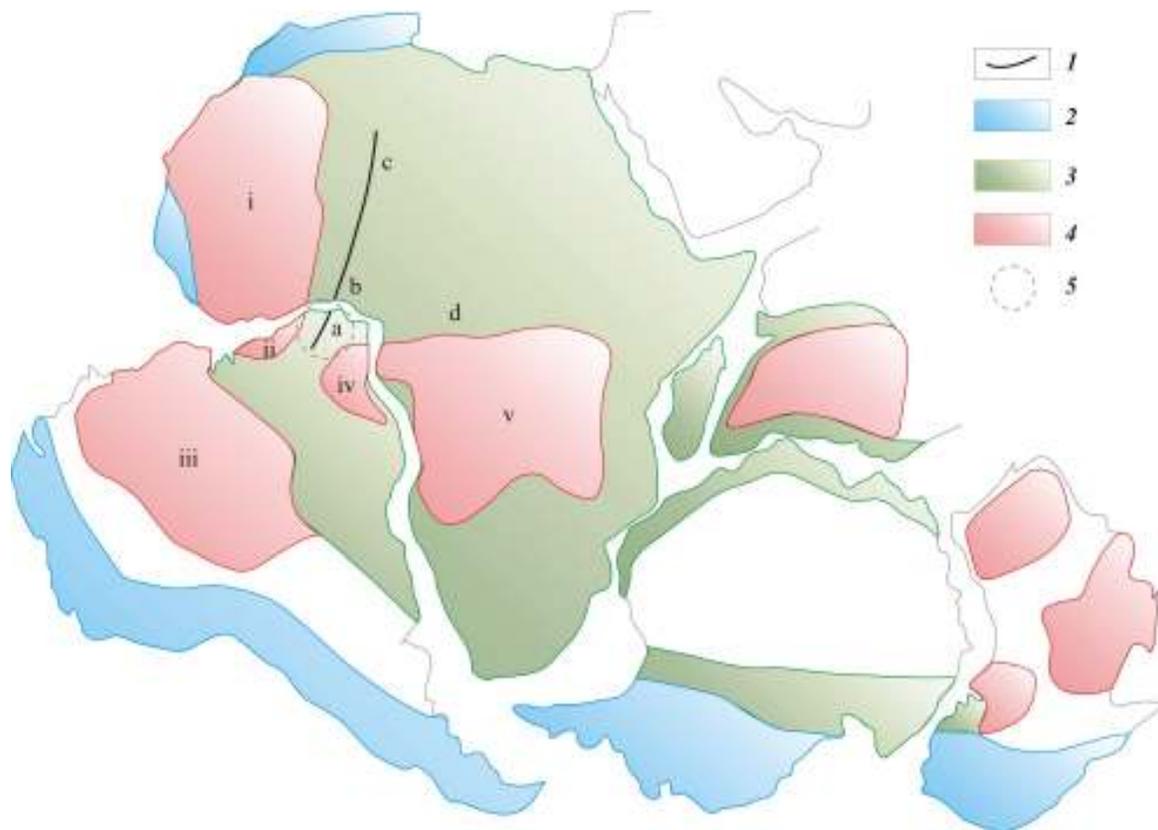


Figura 2.1: reconstrução esquemática do Gondwana. (1) Lineamento Senador Pompeu (NE do Brasil) / Ile-Ife (NW da África); (2) cinturões orogênicos fanerozóicos; (3) faixas móveis proterozóicas: (a) Província Borborema, (b) Província Nigeriana, (c) Província Hoggar, (d) Província Africana Central; (4) crátons arqueanos-paleoproterozóicos: (i) Cráton Oeste-Africano, (ii) Cráton São Luís, (iii) Cráton Amazônico, (iv) Cráton São Francisco, (v) Cráton Congo; (5) contexto da região pesquisada (Fonte: simplificado de Trompette, 1994).

2.2 Pré-Cambriano da Província Borborema

A aglutinação de núcleos cratônicos, envolvidos em múltiplas e sucessivas colisões durante a formação do Gondwana, iniciou-se em torno de 750 Ma e se desenvolveu principalmente entre 650 e 530 Ma, coincidindo com a principal fase orogênica do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano (Brito Neves & Cordani, 1991). No interior da América do Sul, a PB representa uma das áreas severamente afetadas por esta orogênese. Sua importância é refletida nos mais variados modos, incluindo a composição, forma, e retrabalhamento de antigas assembléias de rochas, intenso magmatismo plutônico e movimentos transcorrentes pós-colisionais, relacionados à tectônica de escape.

2.2.1 Compartimentos lito-estruturais da Província Borborema

Segundo Jardim de Sá (1994), muitos trabalhos sobre a PB procuraram subdividi-la em domínios, caracterizados por sua evolução geológica e tectônica específica. Tornou-se clássica para esta região a subdivisão proposta por Brito Neves (1975 e 1978), em faixas dobradas (sistemas de dobramentos) e maciços medianos. Embora a aplicação do termo “maciço” apresente algumas restrições quanto à ausência das esperadas características subcratônicas (Jardim de Sá, 1994), o mesmo será utilizado com o sentido de associações granito-gnáissico-migmatíticas (arqueanas a paleoproterozóicas, em sua maior parte) com evolução policíclica. Quanto aos sistemas de dobramentos, representam faixas de supracrustais interiores (proterozóicas) com evolução monocíclica ou policíclica (debatível) e faixas pericratônicas (neoproterozóicas).

Os maciços também apresentam ocorrências de corpos de rochas básicas e ultrabásicas em proporções reduzidas e descontínuas, com predomínio de rochas da fácies anfibolito e, com menor frequência, da fácies granulito. Estes litotipos constituem o embasamento geológico da PB, o qual foi formado há cerca de 2,1 Ga, durante a orogênese Transamazônica, um evento orogênico acrescionário que envolveu a colisão e junção de terrenos paleoproterozóicos com fragmentos crustais arqueanos. Os fragmentos crustais arqueanos da porção setentrional da PB, mais especificamente no Ceará, apresentam idades entre 2,86 e 2,68 Ga, enquanto os gnaisses paleoproterozóicos apresentam *ranges* distintos de 2,35 a 2,30 e 2,20 a 2,10 Ga (Fetter, 1999).

Os sistemas de dobramentos são formados principalmente por seqüências metassedimentares e metavulcanossedimentares, divididos em sistemas interiores e marginais. Nos sistemas interiores predominam os litotipos psamíticos e pelíticos com seqüências variadas

de quartzitos, mica-xistos, filitos, metassiltitos e rochas calcárias e cálcio-silicatadas subordinadas. Os sistemas marginais caracterizam-se pela presença marcante de rochas carbonáticas com seqüências terrígenas e vulcânicas subordinadas.

As associações de rochas presentes nos sistemas de dobramentos e nos maciços apresentam assinaturas petrográficas, geoquímicas e/ou isotópicas que denotam ambientes de evolução geotectônica específicos. Juntamente com estes registros, a macroestruturação destes terrenos em diversos compartimentos litoestruturais balizados por importantes zonas de cisalhamento dúctil serviram como base para a divisão da PB nos seguintes subdomínios tectônicos: Terreno Noroeste do Ceará (TNC), Terreno Ceará Central (TCC), Terreno Jaguaribeano (TJ), Terreno Rio Piranhas (TRP), Terreno Seridó (TS) e Terreno Caldas Brandão (TCB) (Cavalcante, 1999). A área desta pesquisa está inserida na região fronteira entre o TCC e o TJ, definida pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (**Figura 2.2b**).

Terreno Ceará Central (TCC)

Este terreno limita-se a NW com o Terreno Noroeste do Ceará (TNC) e a SE com o Terreno Jaguaribeano (TJ) (Cavalcante, 1999). Os litotipos do embasamento deste terreno são constituídos por ortognaisses do Paleoproterozóico com composição predominantemente tonalítica a granodiorítica (Caby & Arthaud, 1986), apresentando geralmente alto grau metamórfico com produtos de variados graus de fusão parcial e migmatização. Sobrepondo-se a estes gnaisses estão as rochas supracrustais, tradicionalmente referidas ao Grupo Ceará, posteriormente interpretadas em estudos mais detalhados (Arthaud *et al.*, 1998) como diferentes seqüências que mostram evidências de eventos deposicionais distintos de idades proterozóicas (Fetter, 1999). O TCC apresenta também importantes características tectônicas, como um sistema de dobras recumbentes e *nappes* de larga escala, envolvendo rochas dos maciços e das seqüências supracrustais (Caby & Arthaud, 1986).

Baseado principalmente em estudos geocronológicos por U-Pb em zircões e Sm-Nd (T_{DM}), Fetter (1999) propôs um modelo evolutivo segundo o qual o TCC cresceu por acreção de uma série de arcos de ilha do Paleoproterozóico Médio por aproximados 50 Ma, contemporâneo à Orogênese Transamazônica. A maioria deste terreno parece ter-se desenvolvido isolado de materiais mais antigos, sendo dotado de assinaturas isotópicas juvenis, enquanto outras porções incorporaram quantidades diferentes destes materiais, provavelmente do Arqueano.

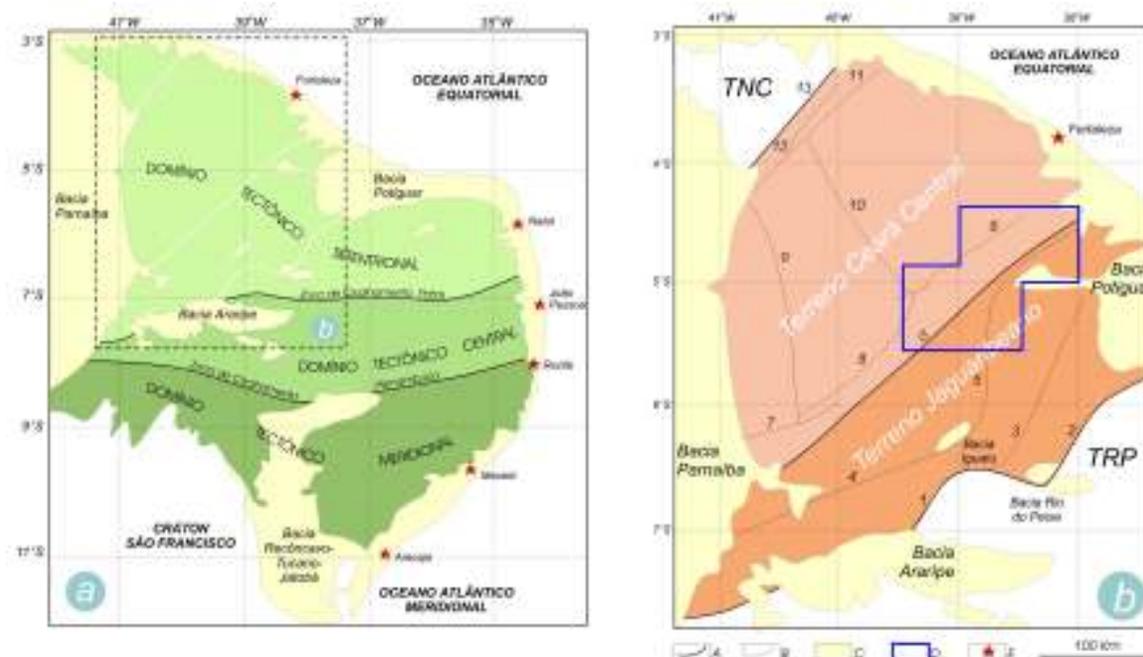


Figura 2.2: contexto geotectônico da região pesquisada: (a) domínios tectônicos da Província Borborema - **DTS** (Domínio Tectônico Setentrional), **DTC** (Domínio Tectônico Central) e **DTM** (Domínio Tectônico Meridional); (b) limites estruturais intra e inter-domínios tectônicos do **TCC** (Terreno Ceará Central) e **TJ** (Terreno Jaguaribeanos) - 1 (ZC Farias Brito), 2 (ZC Portalegre), 3 (ZC Jaguaribe), 4 (ZC Limoeiro), 5 (ZC Orós), 6 (ZC Senador Pompeu), 7 (Falha Alto Alegre), 8 (ZC Sabonete-Inharé), 9 (ZC Tauá), 10 (ZC Rio Groaíras), 11 (ZC Forquilha), 12 (ZC Humberto Monte) e 13 (ZC Sobral-Pedro II); **A** (limites de Terrenos), **B** (limites de Blocos), **C** (coberturas fanerozóicas), **D** (área de estudo), **E** (capitais estaduais), **TNC** (Terreno Noroeste do Ceará) e **TRP** (Terreno Rio Piranhas) (Fonte: simplificado de Cavalcante, 1999).

Terreno Jaguaribeano (TJ)

Este terreno está limitado a NW pelo TCC e a SE pelo TRP (Cavalcante, 1999), sendo constituído por rochas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento, litoestratigraficamente sotopostas às seqüências supracrustais mesoproterozóicas a neoproterozóicas (Cavalcante, 1999). Estas seqüências são compostas por rochas metassedimentares e metavulcanoclásticas, denominadas de Grupo Orós por Sá (1991), correspondendo a estreitas faixas formando um conjunto que inclui fatias do embasamento gnáissico-migmatítico (Cavalcante, 1999).

De acordo com o modelo evolutivo proposto por Sá (1991), a Faixa Orós e seu contexto cronocorrelato são representantes de um sistema de bacias intracontinentais, nas quais as atividades iniciais de extensão estariam ligadas a processos de relaxação pós-orogênica no final do Paleoproterozóico Médio. As rochas metassedimentares desta faixa apresentam idade de 1800 Ma, cujo processo de sedimentação havia iniciado após cessarem os efeitos compressivos do Ciclo Transamazônico (2,0-1,9 Ga). Com o desenvolvimento deste processo, o colapso de

terrenos ocorreu simultaneamente à formação de falhas, as quais controlaram a forma alongada dos granitos anorogênicos, que intrudiram 100 Ma depois do início da formação do sistema de bacias da Faixa Orós. Todas estas rochas, assim como os litotipos dos TCC, foram aglutinados, amalgamados e deformados durante o Ciclo Brasileiro.

2.2.2 Sistemas de zonas de cisalhamento da Província Borborema

Em cinturões orogênicos como os neoproterozóicos Brasileiro/Pan-Africano, são reconhecidos extensos sistemas de zonas de cisalhamento transcontinentais. Nestas regiões, a atuação da erosão e a exumação dos substratos rochosos tornaram possível a observação de níveis crustais profundos destes sistemas tectônicos.

A reconstrução geral da posição dos continentes, antes da abertura do Oceano Atlântico Sul, mostra extensos lineamentos transcontinentais intra e inter-cratônicos no Brasil e na África. Embora estas extensas zonas de cisalhamento dúcteis tenham sido reconhecidas na PB a partir da década de 70 (Ebert, 1970 e Santos & Brito Neves, 1984), a organização destas em um sistema tectônico, mecanicamente coerente, se deu apenas mais recentemente (Vauchez *et al.*, 1991; Amaro *et al.*, 1991 e Vauchez *et al.*, 1992).

Observações de campo deste arcabouço tectônico da PB possibilitaram a constatação de uma foliação vertical, usualmente milonítica, impressa sobre rochas do embasamento gnáissico-migmatítico pré-cambriano e plútons granitóides brasileiros, intercalada por lentes de material não afetado pela milonitização (*pods*). Além disso, dois tipos de limites nestas zonas de cisalhamento puderam ser reconhecidos: (1) contínuos, em que a deformação e a foliação tectônica evoluem progressivamente para o interior das zonas miloníticas; e (2) discretas, em que os domínios deformados são marcados por limites descontínuos. Embora os dois tipos de limites coexistam na maioria destas zonas de cisalhamento, foi possível estimar através de imagens orbitais a largura destas faixas cisalhadas, as quais tipicamente apresentam desde 1 km para os lineamentos secundários, até 10 km para a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPe) e a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) e 25 km para a Zona de Cisalhamento Patos (ZCP) (Cavalcante, 1999).

Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP)

A ZCSP representa um marcante divisor de terrenos e é a principal feição geotectônica da área desta pesquisa (**Figura 2.2b**). Esta zona apresenta-se regionalmente retilinear, com *trend*

NE, apresentando cerca de 350 km de comprimento e até 10 km de largura. No sentido NE, esta zona converge para o cinturão Orós, cujo *trend* rotaciona de norte para NE, estendendo-se sob os depósitos da planície costeira. No sentido SW, a ZCSP converge para a Zona de Cisalhamento Tauá (ZCT) e, ao aproximar-se do *graben* molássico do Cococi, que tem como compartimento SE a Falha Alto Alegre, que é parcialmente obliterada por deformação rúptil superposta (Vauchez *et al.*, 1992). Foi constatado, na Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, um aumento na ocorrência de cataclasitos, coexistindo com milonitos, representadas por brechas com fragmentos de milonitos numa matriz fina quartzosa. Esta estruturação foi creditada aos movimentos transtensionais eopaleozóicos ligados ao desenvolvimento da Bacia Cococi (Cavalcante, 1999).

Cavalcante (1999), de acordo com dados de campo, levantou evidências de ramificações da ZCSP em diversas e não expressivas faixas miloníticas, estando os mais importantes domínios de concentração do *strain* transpressional nas proximidades do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (CGQQ) (ver Capítulo 3, **Figura 3.7**). As rochas da série milonítica exibem freqüentemente um bandamento composicional e de coloração, de largura milimétrica a centimétrica, refletindo caracteres do protólito e/ou heterogeneidades do *strain*, apresentando-se intercaladas por *pods* de largura centimétricas a métricas (Cavalcante, 1993). Deste modo, foram reconhecidos na ZCSP milonito gnaisse, milonito xisto, protomilonito e ultramilonitos/filonitos.

Os indicadores cinemáticos, como sombras de pressão/cristalização assimétricas, sigmóides de foliação, *boudins* e relações entre S-C-C' apontam estatisticamente para uma cinemática dextral. A foliação milonítica posiciona-se preferencialmente em alto ângulo (>70°), enquanto a lineação de estiramento/mineral oscila de subhorizontal a 25° SW (Cavalcante, 1999).

2.3 Fanerozóico da Província Borborema

Manifestações tardias do Brasileiro, responsáveis por rifteamento e plutonismo granítico de idade cambriana a cambro-ordoviciana, são consideradas reflexos da transição deste ciclo para o estágio de estabilização da Plataforma Brasileira (Almeida, 1967 e 1969).

Além dos episódios pré-cambrianos e das manifestações tardias do Ciclo Brasileiro, a PB deve sua evolução principalmente a fenômenos fanerozóicos de rifteamento, deriva continental e alguns movimentos transformantes do Oceano Atlântico Central e Equatorial, com conseqüente formação da Província Costeira. A estes fenômenos associa-se uma extensiva atividade ígnea, representada por dois estágios magmáticos principais ocorridos no Mesozóico (245 até 65 Ma) e no Cenozóico (65 Ma até hoje) (Mizusaki *et al.*, 2002).

Diversos autores têm apresentado modelos evolutivos para os sistemas de riftes extensionais que se instalaram nos estágios iniciais de configuração da margem leste brasileira, procurando também reconstituir sua história a partir do Cretáceo Superior, quando estas bacias passaram a evoluir em regime transformante (e.g., Matos, 1999).

2.3.1 Tectonismo paleozóico

Os primeiros modelos sugeridos para os riftes extensionais admitem um estágio inicial de arqueamento dômico (Ponte Filho, 1996). Conforme os modelos apresentados para a margem passiva brasileira, a consolidação e estabilização plataformal foi sucedida pelo soerguimento de uma antéclise que ocupava toda a costa leste (**Figura 2.3**). Na região NE, esta estrutura teria favorecido a erosão da cobertura sedimentar paleozóica, deixando desnuda vasta área do embasamento pré-cambriano da PB (Ponte, 1971). A formação de extensas sinéclises interiores, como a Sinéclise Parnaíba do Neo-Paleozóico, estaria ligada à rigidez flexural da litosfera, causada pela resistência ao cisalhamento vertical nas margens do arco dômico. Dickinson (1974) postulou que, neste estágio de arqueamento, elevados fluxos térmicos e vulcanismo peralcalino também são característicos.

Plutonismo granítico de idade cambriana a cambro-ordoviciana (granitóides Mocambo e Meruóca), assim como o vulcanismo Parapuí, datado de 478 ± 6 e 502 ± 8 Ma (Santos & Brito Neves, 1984), estão associados à fase tardia do Ciclo Brasileiro (Ponte Filho, 1996).

2.3.2 Tectonismo mesozóico

No final do Jurássico (135 Ma), a crista do arco dômico sofreu uma lenta subsidência em consequência do estiramento e adelgaçamento crustal, originando a Depressão Afro-Brasileira (Ponte, 1971), que se estendia do sul da Bahia ao sul do Ceará, onde era limitada pelo Lineamento Patos (Ponte Filho, 1996).



Figura 2.3: evolução tectônica paleozóica esquemática das margens continentais do Brasil Oriental e da África Ocidental (Fonte: simplificado de Ponte, 1971).

No início do Cretáceo (135 Ma), a Reativação Wealdeniana interrompeu uma quietude tectônica que perdurava desde o Siluriano (435 até 410 Ma), culminando com a fragmentação do Gondwana Ocidental, formação do Oceano Atlântico Sul e das bacias sedimentares marginais brasileiras, além de bacias interiores implantadas sob efeitos distais deste evento. Este processo de desestabilização tectônica foi inicialmente marcado pela implantação do sistema de riftes cretáceos do NE brasileiro (Matos, 1987) e, posteriormente, pelo processo de ruptura litosférica e instalação do sistema de riftes transtracionais da margem equatorial afro-brasileira.

De acordo com o modelo de França & Szatmari (1987), as primeiras manifestações de separação do Gondwana Ocidental ocorreram no Jurássico Superior (154 - 135 Ma) através do desenvolvimento de uma falha de milhares de quilômetros de extensão (**Figura 2.4a**). Esta falha alastrou-se durante o Cretáceo Inferior, em direção ao norte, e imprimiu uma rotação de sentido horário na placa sul-americana em relação à África. O pólo desta rotação esteve localizado no NE brasileiro (aproximadamente a 39°W e 7°S) no Cretáceo Inferior (**Figura 2.4b**).

A posição do pólo de rotação causava na margem equatorial brasileira uma compressão a oeste e distensão a leste do pólo. O trecho a oeste de Fortaleza era submetido à compressão enquanto o trecho a leste sofria distensão. Na margem leste, a rotação causava compressão a norte e distensão a sul. Desta maneira, durante o Neocomiano, a PB sofreu compressão NE-SW e uma distensão NW-SE. Este regime de esforços ocasionou a formação e a reativação de numerosas falhas na região: falhas normais de direção E-W, originando os grábens da atual porção submersa da Bacia Potiguar; e falhas NE-SW reativadas por movimentos transcorrentes dextrais, transtensional em seu extremo NE (próximo à linha de costa) e transpressional nas porções SW (mais interna ao continente). Delimitando estes campos de *strain*, ocorre uma linha

de diques básicos E-W, denominados Magmatismo Rio Ceará Mirim, datado de 140 a 120 Ma (Ebert & Brochini, 1968 e Sial, 1976). A direção NW-SE é pouco representada nesta fase, com um número pequeno de falhas.

A rotação horária continuou no Aptiano (114 - 108 Ma), mas a região da PB esteve submetida apenas à distensão de direção NE-SW e NW-SE, uma vez que os esforços compressivos de direção NE-SW haviam sido dissipados pela movimentação de falhas e abertura de grábens (**Figura 2.4c**). Sob este novo regime de esforços, interrompeu-se a movimentação transcorrente dextral das falhas NE-SW, mas prosseguia o rifteamento através das falhas de direção E-W dando início à deposição contínua de sedimentos na margem equatorial brasileira, a exemplo da parte submersa da Bacia Potiguar, Bacia Ceará e Barreirinha. Neste período, o pólo de rotação migrou para NW.

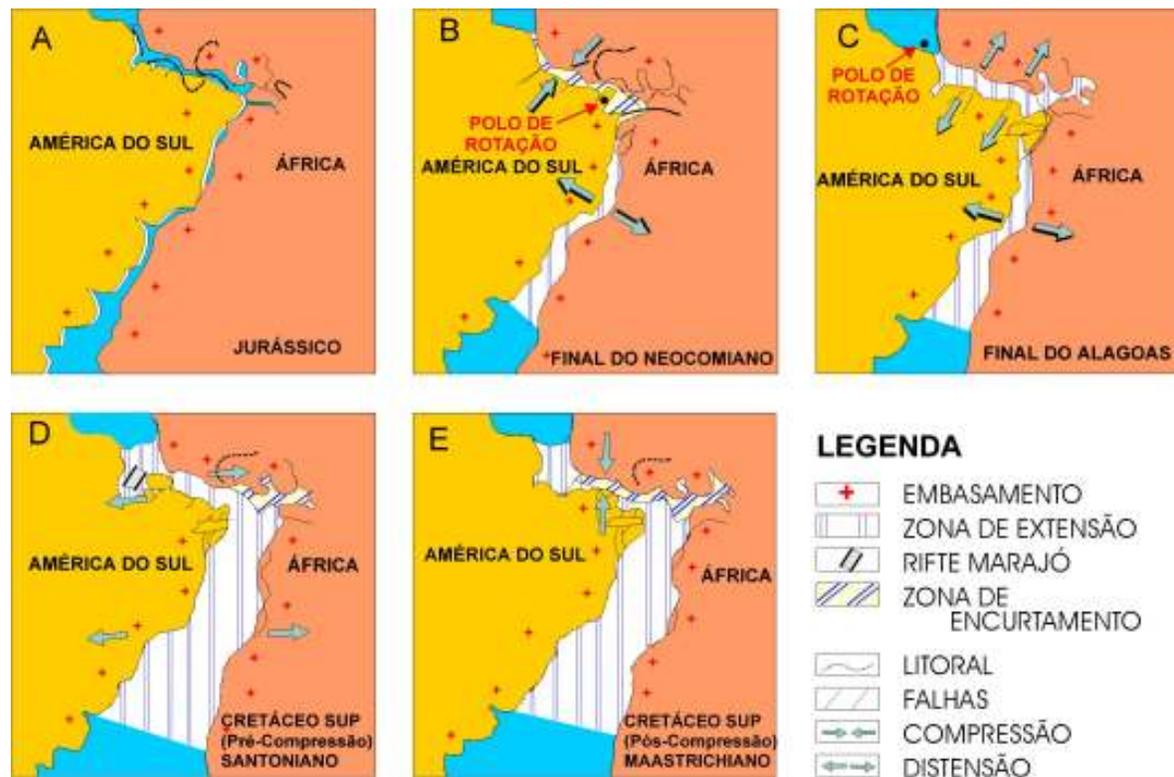


Figura 2.4: modelo de evolução mesozóica da margem leste e equatorial da Plataforma Brasileira (Fonte: simplificado de Françolin & Szatmari, 1987).

No início do Albiano (108 - 96 Ma), a crosta continental estava rompida, propiciando o movimento divergente E-W entre os continentes sul-americano e africano com cisalhamento lateral dextral na atual margem equatorial brasileira (**Figura 2.4d**). Durante este episódio foram depositados os sedimentos marinhos transgressivos da Bacia Potiguar entre o Albiano (108 - 96 Ma) e o Campaniano (83 - 72 Ma).

Após o Campaniano, um evento compressivo de direção N-S se fez sentir principalmente nas áreas a oeste da Bacia Potiguar, afetando as bacias Ceará e Barreirinha (**Figura 2.4e**). Tal evento pode estar relacionado ao início da Orogenia Caribenha e aos fortes dobramentos ocorridos durante o Neo-Cretáceo no Gráben do Benuê, na África (Françolin & Szatmari, 1987).

Matos (1992) também apresentou um modelo para a evolução mesozóica da PB, segundo o qual a cinemática desta abertura é explicada por um campo de tensões variando de NW, numa fase onde os continentes ainda compunham o mega-bloco Gondwana, para E-W, na fase de rifteamento da margem equatorial (**Figura 2.5a**).

Neste modelo, o autor discutiu a atuação de um principal episódio de rifteamento no Neocomiano (135 até 114 Ma) (*Sin-rift II*) responsável pela intensa deformação distensional com estiramento crustal de orientação WNW-ESE, que ocasionou a formação de uma seqüência de bacias sedimentares intracratônicas, orientadas segundo a direção NE, denominada *Trend* Cariri-Potiguar (**Figura 2.5b**).

Um outro episódio foi caracterizado por esforços distensivos máximos, orientados E-W (*Sin-rifte III*) e de idade cedo-barremiana (116 Ma), responsáveis pelas rupturas na porção submersa. Neste período, o *Trend* Cariri-Potiguar foi abortado e houve a continuação da deposição dos *trends* Recôncavo-Tucano-Jatobá e Gabão-Sergipe-Alagoas, além do *offshore* da Bacia Potiguar (**Figura 2.5c**).

Após a completa separação entre a África e a América do Sul, a placa Sul-Americana passou por uma série de reajustes internos. Cremonini & Karner (1995) propuseram que a erosão generalizada atestada pela discordância entre as formações Jandaíra e Ubarana da Bacia Potiguar, durante o Mesozóico-Cenozóico, foi ocasionada por um soerguimento regional resultante do influxo de calor proveniente da crosta oceânica que se formava ao longo da margem equatorial. Este soerguimento teria promovido reativações de falhas importantes da PB. Durante o Mioceno (23,5 - 5,3 Ma), a formação de um amplo domo associado a vulcanismo básico alcalino (Meyer, 1974) ocorreu sob a forma de *necks* e *plugs* dispostos segundo a orientação N-S, estando associado ao alívio de pressão das zonas arqueadas no Mesozóico (Sial, 1976).

Mizusaki *et al.* (2002) calcularam 208 idades K-Ar e incorporaram outras 150, já publicadas, de rochas magmáticas do NE do Brasil. Com base nestas idades, estes autores estudaram o controle tectônico da atividade ígnea na região e reconheceram dois estágios magmáticos principais: um evento jurássico-cretáceo, relacionado à origem de várias bacias riftes na área; e um magmatismo alcalino terciário, cujo *trend* linear sugere o traço de um *hot spot* na região.

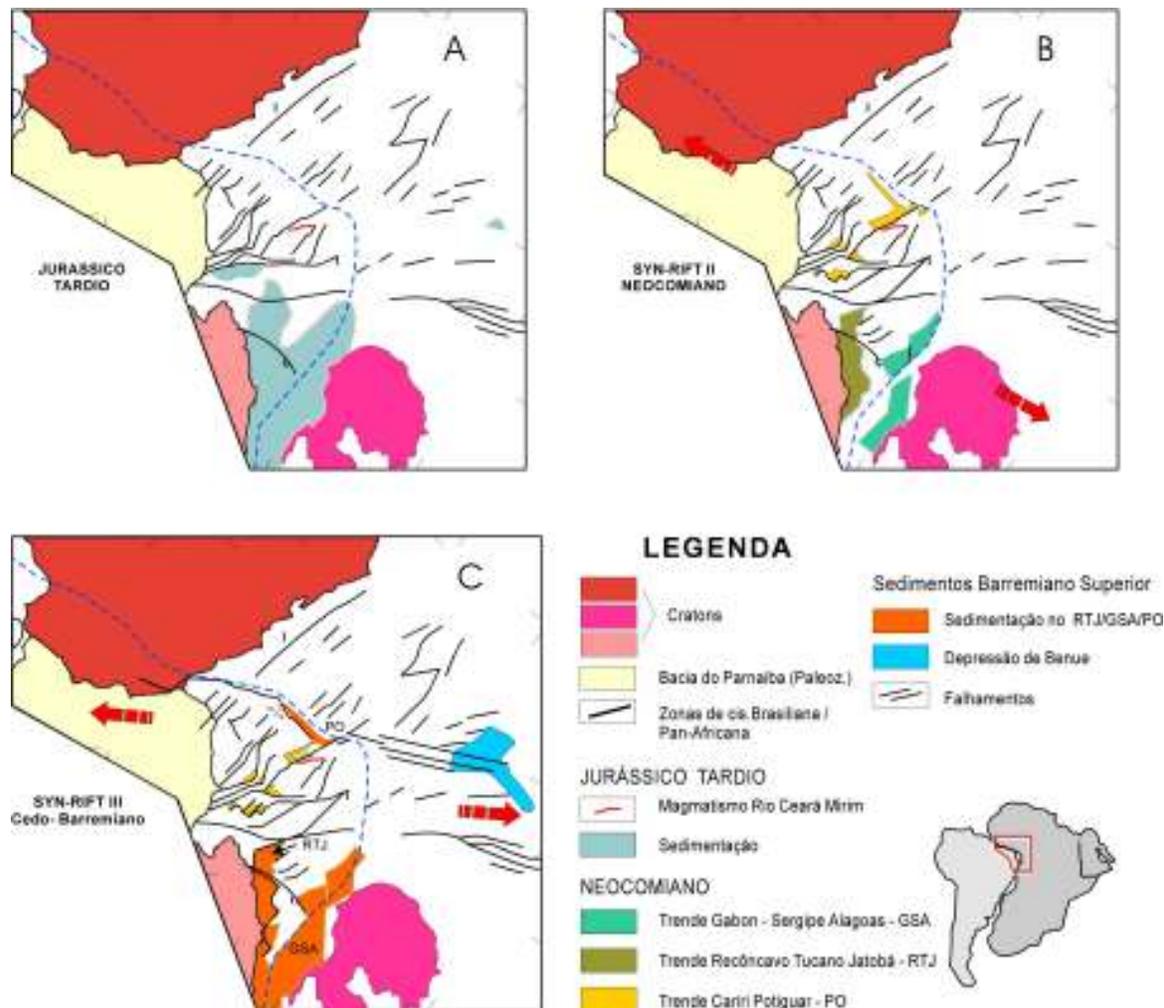


Figura 2.5: modelo de evolução tectônica mesozóica da Província Borborema com a indicação dos eixos de tensão máxima, contemporâneos aos estágios *Sin-Rift I, II e III* (Fonte: modificado de Mattos, 1992).

Dois mecanismos de evolução das bacias riftes foram reconhecidos no NE do Brasil: (1) na porção sul, englobando os riftes interiores Recôncavo-Tucano-Jatobá e as bacias marginais Sergipe-Alagoas e limitada pelo Lineamento Pernambuco, esteve caracterizada por mecanismos de rifting passivo. A subsidência e a ausência de magmatismo nesta porção foram as maiores expressões do *stretching* litosférico; (2) na porção norte, contexto da região estudada, soerguimento e erosão precederam a geração de depocentros e a atividade magmática foi importante durante a fase rife.

A **Figura 2.6** mostra uma curva de frequência da distribuição de idades K-Ar para eventos magmáticos básicos e alcalinos que ocorreram durante o Mesozóico e o Cenozóico na margem equatorial brasileira, ao norte do paralelo 6° S. Entre os paralelos 6° S e 18° S, na margem leste, raros eventos magmáticos mesozóicos e cenozóicos foram identificados. A

atividade magmática na margem sul do Brasil também foi freqüente, mas serão detalhados somente os dados referentes à margem equatorial, contexto da área desta pesquisa.

Desde o Triássico (245 - 205 Ma), a PB experimentou eventos magmáticos intrusivos e extrusivos, com alguns períodos de atividade magmática muito intensa. Dois picos de idade isotópica K-Ar de 210 e 180 Ma (Triássico Superior e Jurássico Inferior, respectivamente) poderiam estar relacionados à abertura do Oceano Atlântico Norte, com o desenvolvimento inicial de um rifte NW-SE e subsequente abertura de uma cunha na margem equatorial brasileira até a foz do Rio Amazonas. Este magmatismo está representado por diques e soleiras tholeiíticos distribuídos ao longo das margens da Bacia Atlântica. Este magmatismo tholeiítico está escassamente representado na margem sul do Brasil. Segundo Sial (1976), a atividade magmática atribuída ao início do magmatismo Rio Ceará Mirim, cujas idades isotópicas agrupam-se no intervalo de 175 a 160 Ma (Jurássico Médio), está caracterizada por diques de diabásio e gabros, além de derrames intercalados na Bacia Lavras da Mangabeira, SE da Bacia Iguatú.

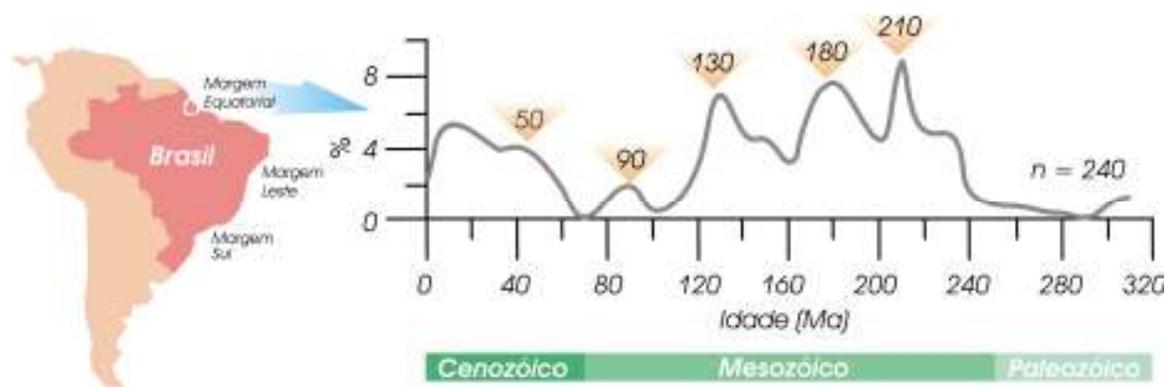


Figura 2.6: curva de frequência da distribuição de n = 240 idades K-Ar (dados de Cordani, 1970; Cordani & Blazekovic, 1970; Thomaz Filho *et al.*, 1974; Rodriguez, 1976; Sial, 1976; Prien *et al.*, 1978; Asmus & Guazelli, 1981; Sial *et al.*, 1981; Fodor *et al.*, 1983; Fodor & McKee, 1986; Conceição *et al.*, 1984; Mizusaki & Saracchini, 1991 e Mizusaki *et al.*, 1998) de eventos magmáticos do Mesozóico e Cenozóico da margem equatorial brasileira (Fonte: simplificado de Mizusaki *et al.*, 2002).

As idades K-Ar em torno de 130 Ma (Cretáceo Inferior) estão associadas a várias ocorrências isoladas de magmatismo tholeiítico na margem equatorial brasileira, principalmente na Bacia Parnaíba e na borda sul da Bacia Potiguar. Esta atividade magmática corresponde ao evento Rio Ceará Mirim, atribuído por Sial (1976) a um segundo grupo de idades relacionadas ao final deste evento. Carvalho Gomes *et al.* (1981) citaram a ocorrência de um dique de diabásio, próximo à cidade de Santa Quitéria, com comprimento de 60 km e largura entre 30 e 800 m, atribuídas ao Jurássico-Cretáceo. O vulcanismo Alto de Touros e a sucessão basal da

Bacia Ceará são creditados a este mesmo evento magmático. Movimentos transcorrentes entre o Brasil e a África poderiam ser a causa de esforços compressivos e transpressivos nas porções leste e oeste, respectivamente, da margem equatorial brasileira. Na margem sul, manifestações magmáticas similares estão ligadas à propagação do rifte do Atlântico de SW para NE.

Os picos menos pronunciados na curva de frequência ocorrem em torno de 90 Ma (Cretáceo Superior) e representam o magmatismo básico que dominou quando se efetivou a separação do Brasil e África (Mizusaki *et al.*, 1998). Este magmatismo esteve relacionado à geração de crosta oceânica jovem adjacente à margem leste brasileira. Segundo Almeida *et al.* (1998), a PB caracterizou-se por uma aparente quietude magmática no Cretáceo Inferior (135 - 96 Ma). O único evento magmático deste período está representado na região pelos diques Rio Ceará Mirim, considerados sincrônicos à abertura do rifte da margem sul do Brasil (Bellieni *et al.*, 1992).

2.3.3 Tectonismo cenozóico

O nordeste brasileiro encontra-se atualmente sob um regime de esforços predominantemente compressivos de direção E-W, decorrentes da compressão na Cadeia Andina, da expansão da Dorsal Meso-Atlântica e da força de arrasto da base da litosfera. A reativação neotectônica (até 0,01 Ma) é observada a partir de abalos sísmicos em diversas regiões da PB, como os que foram registrados ao longo das zonas de cisalhamento NE e nos arredores da Província Alcalina de Fortaleza, uma zona de forte atividade sísmica (Saadi & Torquato, 1992), relacionada à movimentação de falhas secundárias conectadas à ZCSP (Peulvast & Claudino Sales, 2004). Como atuação de tensões mais recentes, observam-se registros que controlam os vales estruturais de alguns rios (Bezerra *et al.*, 2001) e padrões de afloramentos da Formação Barreiras (Lima *et al.*, 1990) na região litorânea.

Em relação ao magmatismo cenozóico, Mizusaki *et al.* (2002) afirmaram que as idades K-Ar inferiores a 80 Ma (Neo-Cretáceo e Cenozóico) correspondem a manifestações vulcânicas posteriores à separação efetiva da Placa Sul-Americana da África, representadas na área por rochas básicas alcalinas. Estas rochas foram interpretadas como produtos de *hot spots*, os quais representariam remanescentes de plumas mantélicas, como a Pluma de Santa Helena, provável responsável pela abertura do Oceano Atlântico Equatorial (Wilson & Guiraud, 1992).

O magmatismo alcalino de idades K-Ar inferiores a 50 Ma ocorre regionalmente como *plugs*. Estes parecem estar relacionados a erupções vulcânicas periódicas produzidas em razão do deslocamento da Placa Sul-Americana sobre *hot spots*. De acordo com Almeida *et al.* (1988), os

eventos vulcânicos do Terciário estiveram ligados ao estágio oceânico de separação entre a América do Sul e a África. O mais proeminente *hot spot* está representado na região pela Cadeia de Fernando de Noronha, que inclui os campos vulcânicos de Mundaú e Messejana, no Estado do Ceará, além do Atol das Rocas e do Arquipélago de Fernando de Noronha. Estudos petrográficos e geoquímicos (Rao & Sial, 1972) indicam a natureza co-magmática dos fonólitos de Fortaleza e de Fernando de Noronha.

2.4 Aspectos morfo-tectônicos da Província Borborema

A grande maioria dos autores consubstanciou suas interpretações sobre a organização morfo-tectônica da Região Nordeste do Brasil na ocorrência de importantes arqueamentos crustais. Entretanto, estas opiniões divergem basicamente entre os que propõem uma intumescência na escala do núcleo nordestino e aqueles que advogam a existência de vários locais ou eixos de elevação estrutural, especialmente relacionados com as principais direções tectônicas regionais (Saadi & Torquato, 1992).

King (1953), em trabalho pioneiro, constatou a existência de uma sucessão de níveis escalonados, iniciados com a elaboração de uma vasta superfície pediplanizada no Jurássico, ou mais antiga (Superfície Gondwana). Após uma fase epirogenética no Cretácio Superior (96 até 65 Ma), o ciclo erosivo foi retomado até a elaboração da Superfície Sul-Americana, no Terciário (65 até 3,4 Ma). Esta superfície foi posteriormente desmontada por fases sucessivas de erosão com a conseqüente formação da Superfície Velhas (Superfície Sertaneja de Mabesoone & Castro, 1975) (**Figura 2.7**). Segundo Pelvast & Claudino Sales (2004), a maioria dos outros autores admite a existência de quatro ou cinco níveis, principalmente relacionados com os definidos por King (1953).

Estas superfícies foram classicamente posicionadas em níveis sucessivamente inferiores em relação às superfícies mais antigas, tendo sido reposicionadas através de soerguimento regional. Entretanto, uma reinterpretação deste padrão topográfico conduzida por Peulvast & Claudino Sales (2004), mostrou que a morfologia regional está largamente controlada por estruturas formadas durante o rifte e a abertura do Oceano Atlântico Sul, a exemplo dos padrões distintos que foram identificados de um lado e de outro da ZCSP.

Desta maneira, a Superfície Sertaneja, do Pleistoceno Inferior (1,6 - 0,01 Ma) (Mabesoone & Castro, 1975), encontra-se largamente desenvolvida em baixas altitudes no lado leste da ZCSP. Além disto, esta superfície coincide com superfícies pré-cretáceas (pré-rifte) em suas porções mais distais e está posicionada abaixo dos sedimentos neógenos da Formação

Barreiras, nas porções próximas à costa. No lado oeste, nenhum elemento das superfícies cretáceas (pós-rifte) é identificado em baixas altitudes e a Superfície Sertaneja é mais desenvolvida próximo à ZCSP, em torno do Maciço de Baturité e do fronte oceânico, formando extensos embaixamentos em torno dos elevado blocos de montanhas dissecados.

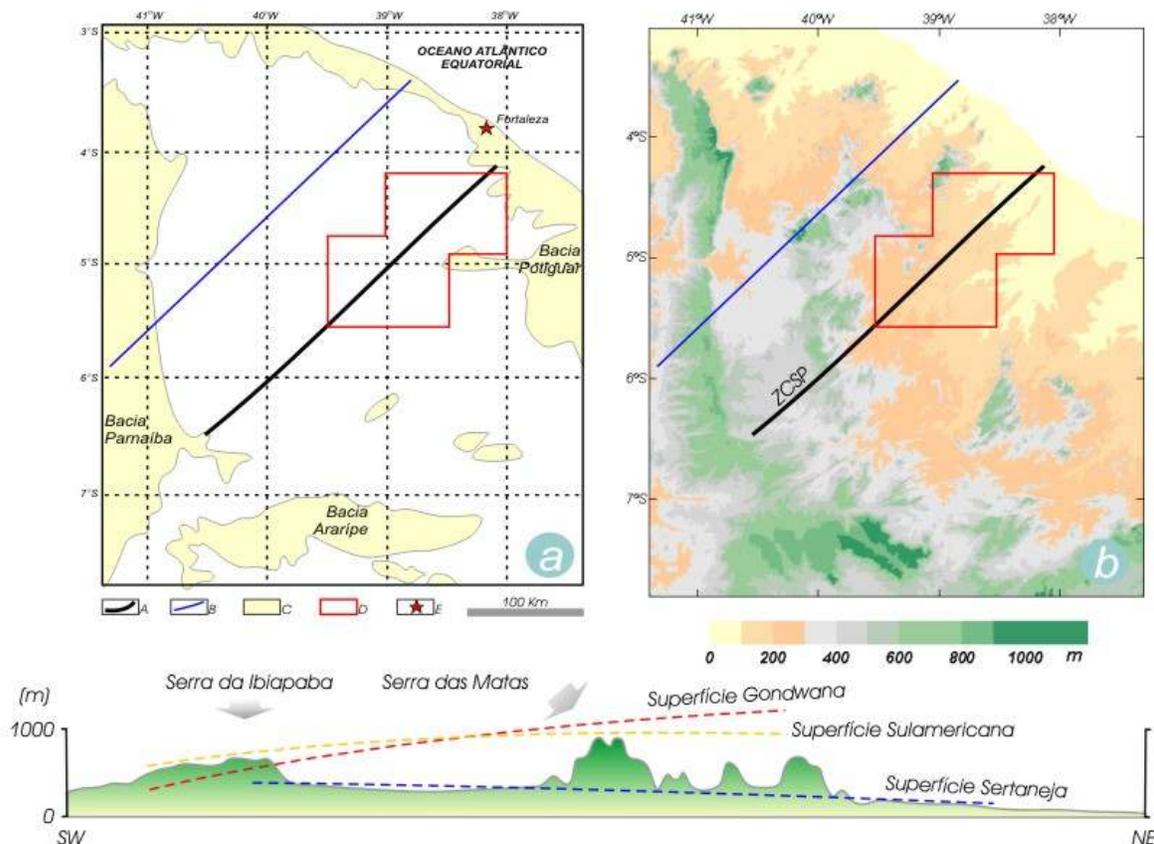


Figura 2.7: (a) porção setentrional da PB, com o posicionamento da ZCSP (A) e a distribuição das coberturas fanerozóicas (C); (b) contexto morfológico do relevo regional da área pesquisada (D), com as principais superfícies de aplainamento tradicionalmente definidas para a região (Ab'Saber *in*: Cunha & Guerra, 2001), ilustradas através do perfil topográfico regional (B).

Peulvast & Claudino Sales (2004) propuseram um modelo para a evolução morfo-tectônica mesozóica-cenozóica do NE do Brasil. Neste modelo o relevo da PB está organizado em torno de uma depressão central (Depressão do Jaguaribe), que corresponde parcialmente à zona de rifte jurássica-cretácea Cariri-Potiguar, onde a morfologia dos mais típicos segmentos da escarpa marginal corresponde à extremidade norte das ombreiras desta zona de rifte. Já as zonas de cisalhamento brasilianas, principalmente nas áreas interiores, controlam as principais feições de erosão diferencial, como escarpas e vales de linha de falha. Embora existam exemplos conspícuos de controles estruturais e litológicos concomitantes na gênese de algumas escarpas, os casos mais frequentes são de escarpas de falha residuais, sem controle litológico aparente.

Capítulo 3**GEOLOGIA LOCAL****3.1 Ferramentas de interpretação**

Os procedimentos metodológicos adotados nos estudos geológicos da região pesquisada envolveram inicialmente o processamento, análise e interpretação de imagens de sensores orbitais. A introdução de informações complementares, provenientes da cartografia geológica existente da área e de estudos de campo, resultou na base do conhecimento geológico inicial adquirido nesta pesquisa.

3.1.1 Processamento e interpretação de imagens Radar

A aplicação de ferramentas de processamento às imagens objetivou a interpretação e a cartografia de feições geológicas relacionadas à episódios de deformação frágil, materializados principalmente por vales e escarpas de falhas residuais. Com este propósito, foram utilizadas imagens *Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM. Estes produtos foram obtidos em formato DEM (*Digital Elevation Model*), disponibilizados para o Brasil com resolução planimétrica de 90 m e acurácia vertical de 16 m. O referencial planimétrico original destas imagens é o *World Geodetic System 1984* - WGS 84, enquanto as cotas altimétricas (altitudes ortométricas) têm como referencial o geóide WGS 84 EGM96.

As operações da etapa de pré-processamento destes produtos objetivaram a eliminação dos valores ruidosos e a redistribuição dos *Digital Numbers* (DN) através da aplicação de funções de transferência linear de contraste. A seleção e a mosaicagem das respectivas cenas foi seguida da elaboração do modelo digital de elevação (MDE) da área pesquisada. Sobre os produtos SRTM foram testadas múltiplas perspectivas de sombreamento (azimute e inclinação solar) objetivando o realce das formas de relevo e a interpretação do padrão estrutural (**Figura 3.1**). A elaboração de seções topográficas do MDE auxiliou no detalhamento de aspectos morfológicos evidentes ao longo de direções longitudinais e transversais à estruturação regional.

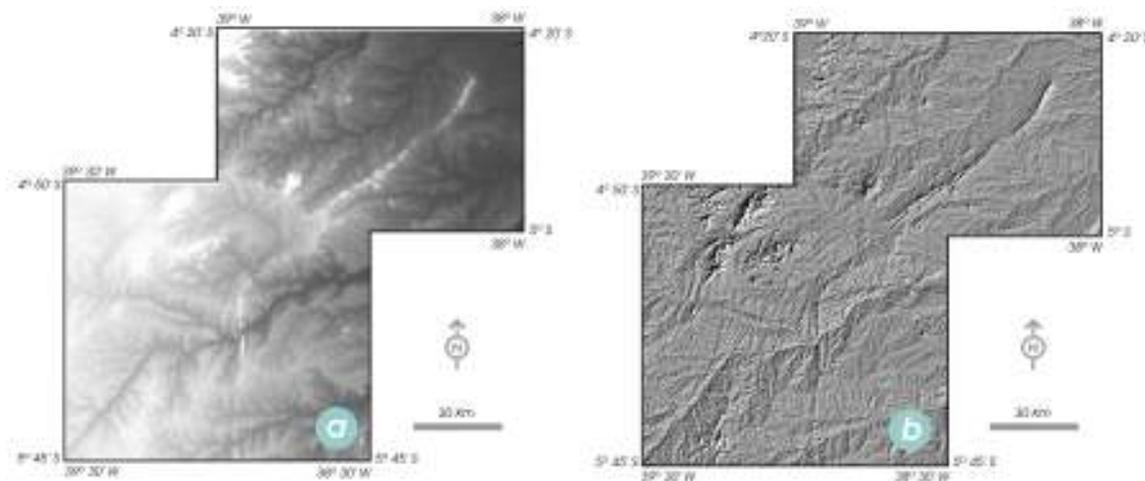


Figura 3.1: (a) imagem SRTM filtrada para eliminação de valores de DN espúrios; (b) imagem SRTM com sombreamento de relevo (azimute solar: 135 e inclinação solar: 30°).

A técnica de sombreamento de relevo foi aplicada para a interpretação dos lineamentos geológicos associados à estruturas rúpteis, assumindo a premissa de que estes lineamentos estariam impressos sobre o relevo como vales e escarpas de linhas de falhas, representando quebras positivas de relevo.

A extração da rede de canais de drenagem da área também se fez através das imagens SRTM. Para aumentar a definição dos sistemas fluviais, foi aplicada uma operação de ajuste de histograma por meio de funções de transferência lineares, utilizando-se ferramentas interativas de equalização. Por fim, foi aplicado à imagem equalizada um filtro do tipo passa-altas para realce de contraste (**Figura 3.2**).

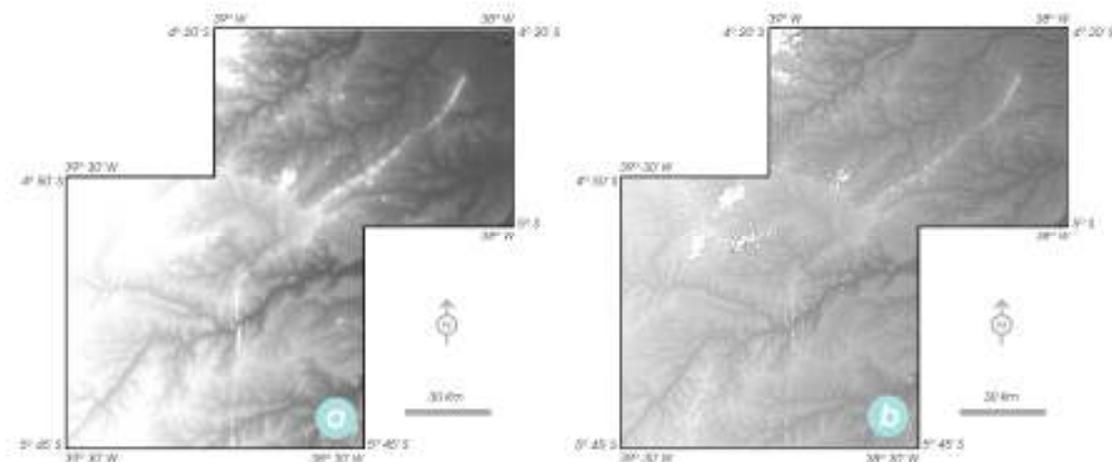


Figura 3.2: (a) imagem SRTM filtrada para eliminação de valores de DN espúrios; (b) imagem equalizada e realçada através de filtros de contraste do tipo passa-altas.

A análise da organização morfo-tectônica de uma região deve passar pela adoção de critérios morfológicos, hidrográficos, critérios relacionados a sedimentação cenozóica e à deformação neotectônica em sedimentos quaternários. Além disso, é necessário observar o grau de correlação entre as diferentes escalas de estudo, sejam espaciais ou temporais. Como ponto de partida deste estudo, foram adotados critérios morfológicos e hidrográficos objetivando o reconhecimento de condicionamento tectônico sobre a organização morfológica na região da ZCSP, procurando-se estabelecer algumas hipóteses preliminares sobre a organização do relevo na região da ZCSP e suas implicações estruturais.

Critérios hidrográficos no estudo tectônico

A atividade tectônica pode exercer um controle ativo sobre a rede de drenagem, com a reorganização dos sistemas fluviais em resposta direta à esta atividade. Em caso de controle passivo, a atividade tectônica exerce apenas uma influência remota sobre o desenvolvimento da drenagem. Embora haja exemplos de controle estrutural sobre a rede de drenagem da região, a diferenciação entre os dois tipos de mecanismos só é possível através de observações de campo mais detalhadas. É o caso dos trechos com direção NE do Rio Banabuiú e do Rio Piranhas, localizados respectivamente na porção meridional e setentrional da área estudada, possivelmente relacionados a vales de linhas de falhas na ZCSP (**Figura 3.3**).

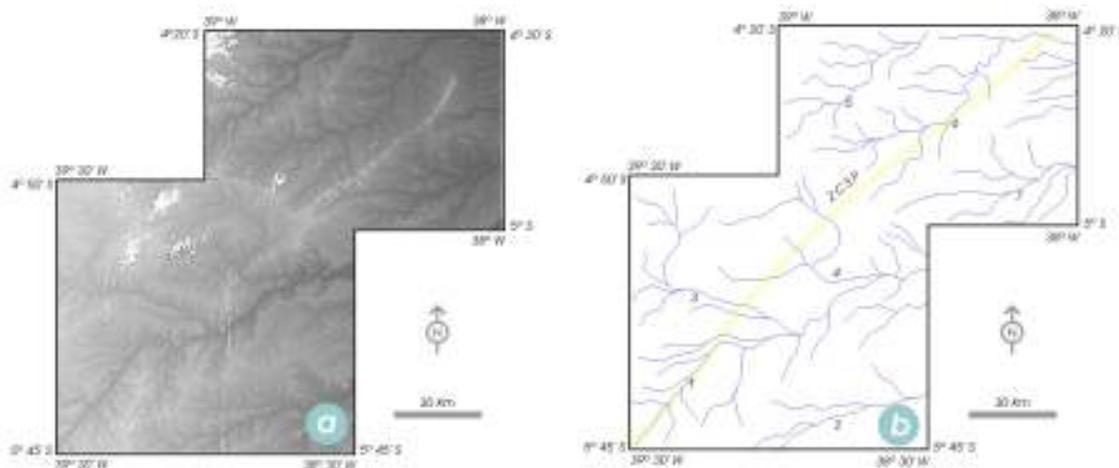


Figura 3.3: (a) imagem equalizada e realçada através de filtros de contraste do tipo passa-alta; (b) rede de drenagem principal interpretada da imagem sombreada: 1 - Rio Banabuiú, 2 - Rio das Pedras, 3 - Rio Quixeramobim, 4 - Rio Sitiá, 5 - Rio Choró, 6 - Rio Piranhas e 7 - Rio Palhano.

Além disso, existe uma notória assimetria na geometria da bacia destes rios, onde os tributários mais desenvolvidos estão localizados na margem NW dos canais principais. Esta assimetria indica que houve uma reorganização dos sistemas fluviais nesta área da bacia de drenagem, que deve ser atribuída a variações relativas do nível de base local e no gradiente topográfico, promovendo o aprofundamento dos canais, o recuo das cabeceiras e a captura de drenagem a montante dos tributários. Os padrões de drenagem do tipo “cotovelo” (Rio Banabuiú) e o desenvolvimento de expressivos boqueirões nas margens de canais ativos (Rio Sitiá e Rio Quixeramobim) podem também sugerir a ocorrência de processos de captura do curso original destes sistemas fluviais, com desvios de NE para ENE.

Crítérios morfológicos no estudo tectônico

Além dos sistemas de drenagem, os padrões morfológicos do relevo são também sensíveis à atividade tectônica (**Figura 3.4**), principalmente porque são remodelados a partir da reorganização da rede de drenagem que se estabelece em função de variações do gradiente de relevo e do nível de base local. Embora não exista uma relação precisa entre os domínios morfológicos e os litotipos apresentados no mapa geológico (**Figura 3.5**), é possível estabelecer algumas correlações. Os compartimentos de relevo da área em foco estão esculpidos sobre rochas do embasamento cristalino pré-cambriano, geralmente constituindo pediplanos dissecados. As coberturas proterozóicas sobressaem-se principalmente como cristas estruturais e as intrusões graníticas brasileiras têm formas residuais dissecadas em morros e serras colinosas.

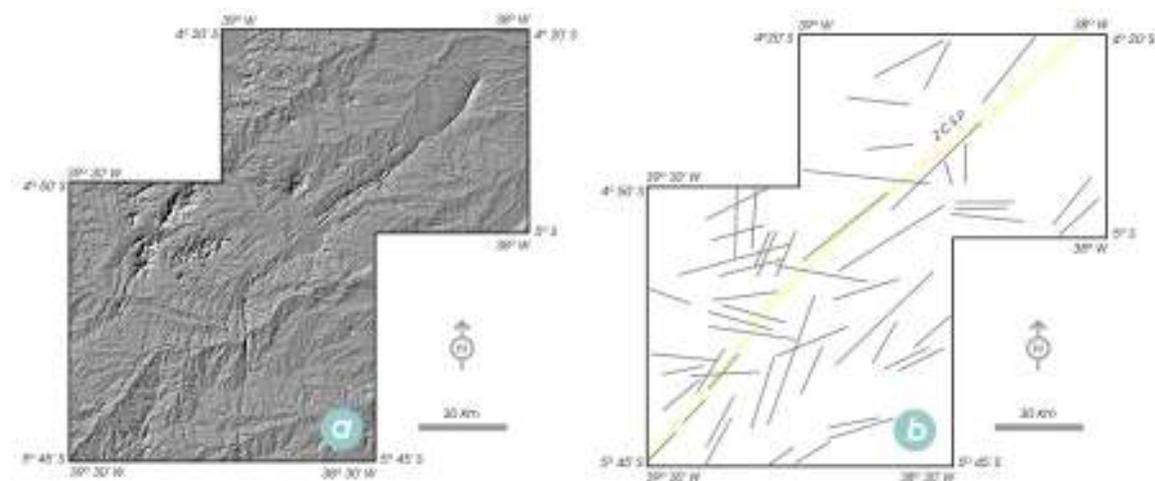


Figura 3.4: (a) imagem SRTM com sombreamento de relevo (azimute solar: 135 e inclinação solar: 30°); (b) lineamentos estruturais interpretados da imagem sombreada.

A análise de perfis geológico/topográficos longitudinais e transversais à ZCSP (**Figuras 3.6 e 3.7**) revela importantes assimetrias de formas e altitudes entre os blocos situados a NW e SE desta zona de cisalhamento. No perfil longitudinal do bloco NW, a Superfície Sertaneja ocupa cotas topográficas entre 100 e 300 m, de onde se sobressaem as mais proeminentes formas dissecadas. No perfil do bloco SE, os pediplanos desta superfície prolongam-se mais extensivamente dos tabuleiros litorâneos aos morros residuais interiores, ocupando cotas médias de 100 m. Nos perfis transversais à ZCSP, as maiores cotas e as formas mais dissecadas em morros e cristas encontram-se no bloco NW. Embora esta assimetria da superfície topográfica possa ser atribuída à erosão diferencial sobre as rochas da cobertura proterozóica, encontradas predominantemente na porção NW da ZCSP, e sobre as quais foram esculpidos os maciços residuais, o controle litológico não parece ter prevalecido sobre os granitóides brasileiros. Isto porque os campos de *inselbergs* e serras colinosas esculpidas sobre estas rochas ocorrem sistematicamente na porção NW da ZCSP, embora estes litotipos estejam aflorando em ambos os lados desta zona.

3.1.2 Estudos geológicos de campo

Após a conclusão das etapas de processamento e interpretação de produtos de imagens de satélite, seguiu-se o estudo de afloramentos rochosos. Concomitante à amostragem de rochas para separação mineral e datação, procedeu-se o levantamento de informações sobre alguns aspectos lito-estruturais dos pontos visitados (**Figura 3.5**). A principal feição estrutural da área pesquisada é a ZCSP, embora o objetivo principal deste estudo seja os processos e sistemas de estruturas desenvolvidos em eventos subsequentes de deformação dúctil. Os litotipos que compõem o embasamento da área estão representados predominantemente por gnaiesses e migmatitos arqueanos a paleoproterozóicos, pertencentes ao Complexo Cruzeta (TCC), ao Complexo Jaguaratama e à Unidade Acopiara (TJ). As coberturas proterozóicas sobrepostas ao embasamento distribuem-se como estreitas e alongadas faixas, a leste da ZCSP, pertencentes ao Grupo Orós (TJ), e como um sistema de dobras recumbentes e *nappes*, a oeste da ZCSP, envolvendo rochas do embasamento, pertencentes ao Complexo Ceará (TCC). Suítes granitóides intrusivas sin a pós-orogênicas brasileiras estão relacionadas, na maioria dos casos, ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas. Finalmente, as coberturas fanerozóicas estão representadas na área por faixas estreitas que orlam o embasamento em trechos descontínuos e sinuosos (Cavalcante, 2003).

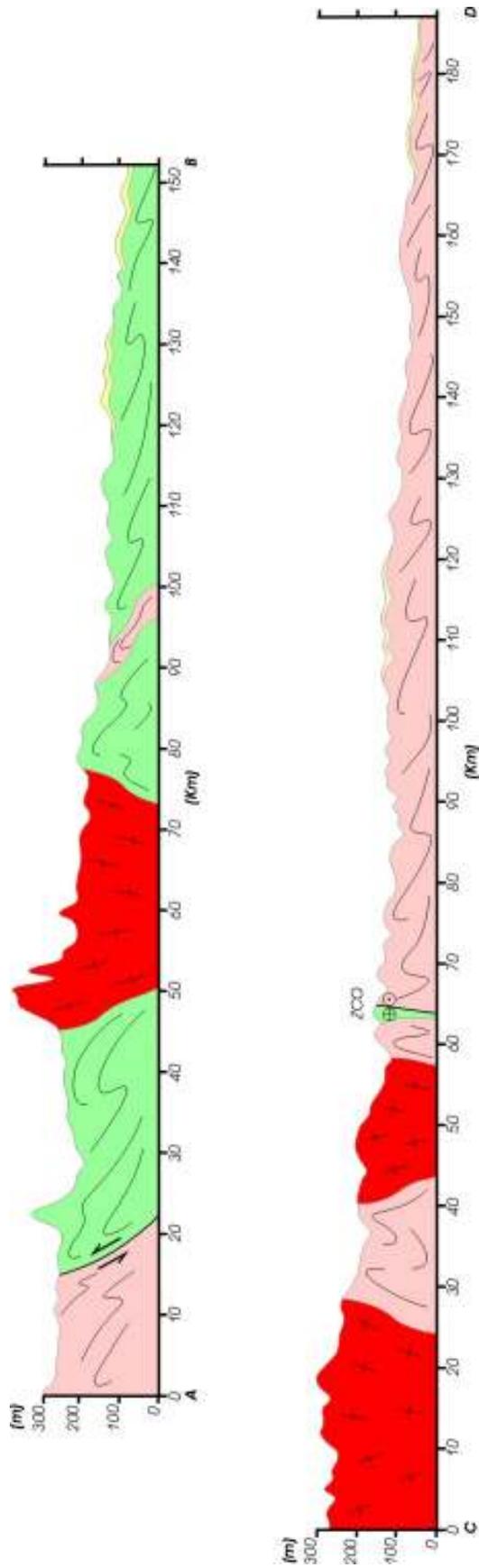


Figura 3.6: perfil geológico/topográfico longitudinal à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) (localização dos perfis na Figura 3.5) evidenciando a assimetria do relevo entre os compartimentos tectônicos localizados a SE e NW desta zona. ZCO - Zona de Cisalhamento Orós (exagero vertical de 50 vezes) (Fonte: mapa geológico simplificado de Cavalcante, 2003).

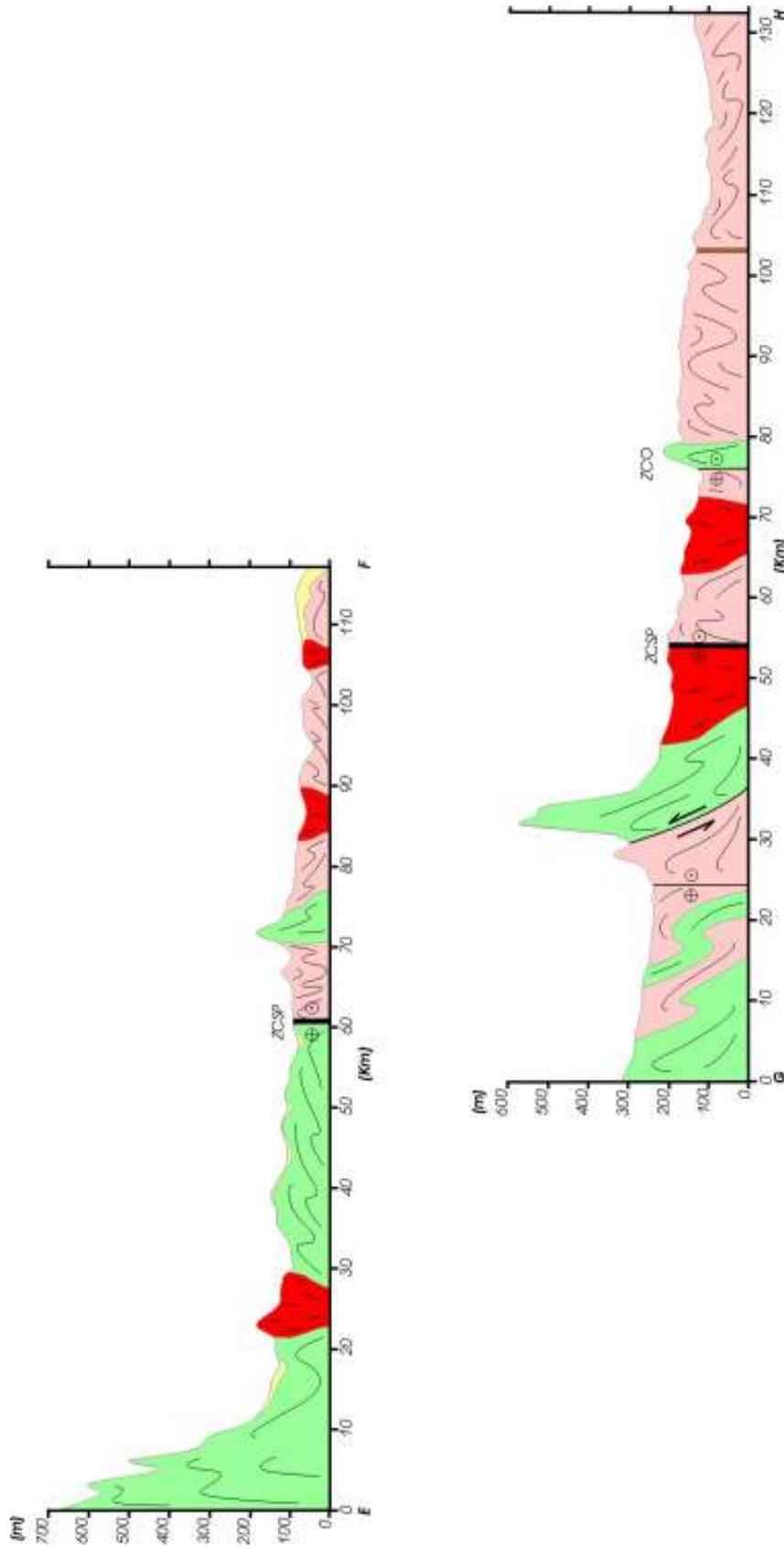


Figura 3.7: perfil geológico/topográfico transversal à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) (localização dos perfis na Figura 3.5) evidenciando a assimetria do relevo entre os compartimentos tectônicos localizados a SE e NW desta zona. ZCO - Zona de Cisalhamento Orós (exagero vertical de 50 vezes) (Fonte: mapa geológico simplificado de Cavalcante, 2003).

tectônica, frequentemente milonítica, com os mais importantes *strains* transpressionais localizados em faixas nas proximidades do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (**Fotografia 3.3**). Neste primeiro modelo de deformação prevalece o caráter heterogêneo, devido à diversidade da natureza reológica das rochas deformadas, e o regime de cisalhamento simples. Quanto aos indicadores do modelo de deformação tectônica descontínua, estão materializados em estreitas faixas de cataclasitos, brechas de falha e pseudotaquilitos, caracterizando episódios de deformação rúpteis superpostos às feições dúcteis da ZCSP (**Fotografia 3.4**).

Aspectos morfo-estruturais

Com base na proposta de organização do relevo da PB apresentada por Peulvast & Claudino Sales (2004), sintetizada no Capítulo 2, a área pesquisada encontra-se inserida na margem NW da “Depressão do Jaguaribe”. Na porção NW da ZCSP, que divide a área em dois compartimentos, encontram-se os maciços residuais (e.g., Maciço de Baturité) e os níveis mais elevados da Superfície Sertaneja, de onde se sobressaem extensas ilhas de *inselbergs* esculpidos em rochas graníticas (**Fotografia 3.5**). Os maciços residuais são testemunhos de um período degradacional que culminou com a elaboração de uma superfície pediplanizada no Terciário, a Superfície Sul-Americana de King. A partir do Terciário Superior, o desmonte desta superfície conduziu à elaboração dos níveis embutidos da Superfície Sertaneja (Superfície Velhas de King).

A origem das superfícies de aplainamento estaria ligada ao recuo paralelo de vertentes durante processos de expansão e coalescência de pedimentos em clima semi-árido, originando os pediplanos (King, 1956). Os processos de alteração dos granitos e das rochas que compõem o embasamento cristalino foram diretamente influenciados pelo rigor da semi-aridez precedentemente referida, sendo que a desagregação mecânica das rochas ocorreu principalmente em função de sua composição, granulação e densidade da rede de diáclases (Torquato, 1989). A origem dos *inselbergs* está ligada ao intemperismo diferencial devido a maior estabilidade mineral de alguns componentes faciológicos da rocha (e.g., Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim), conforme afirmou Torquato *et al.* (1989).

Este processo de erosão e exposição destes relevos residuais podem estar geneticamente relacionados a deslocamentos verticais positivos do compartimento NW da ZCSP, o que poderia explicar a ocorrência sistemática destas serras colinosas e *inselbergs* de naturezas graníticas predominantemente sobre este compartimento. No compartimento SE, inserido geograficamente na “Depressão do Jaguaribe”, além de apresentar as mais baixas cotas topográficas sobre a Superfície Sertaneja, estão ausentes as eminentes formas residuais observadas no bloco NW,

como os maciços residuais e os campos de *inselbergs*, estes últimos dando lugar a extensas superfícies de lajedos (pediplanos rochosos) expostas sobre o compartimento SE. O aspecto geral do relevo da área pode ser observado através do MDE (Figura 3.8), onde as feições em maior destaque no interior das superfícies pediplanizadas são os maciços residuais, campos de *inselbergs*, vales e cristas estruturais.

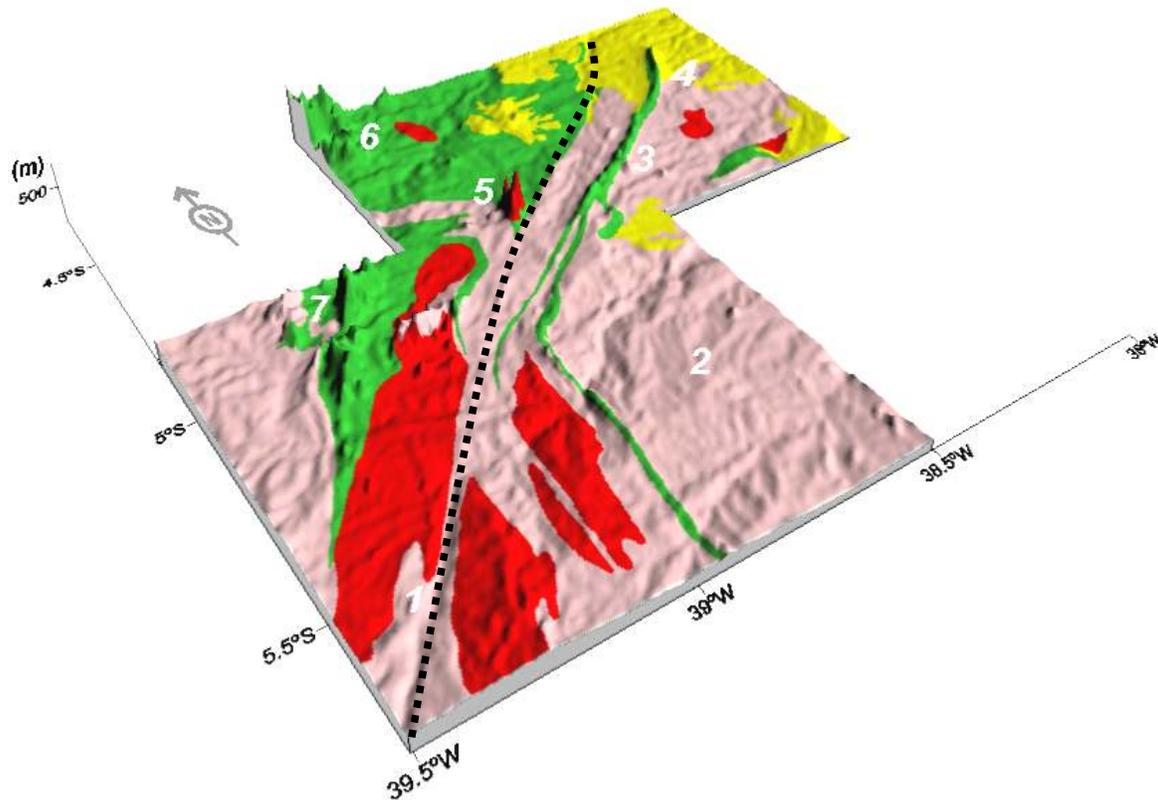


Figura 3.8: mapa geológico da porção NE da ZCSP (linha tracejada) sobreposto ao modelo digital de elevação (MDE), com as feições morfológicas em maior destaque: **1** - vales de linha de falha, **2** - depressões interiores (áreas arrasadas do embasamento cristalino e de granitóides), **3** - cristas estruturais (estretas e alongadas faixas de coberturas proterozóicas), **4** - planície costeira (coberturas fanerozóicas), **5** - campos de *inselbergs* (domos graníticos), **6** - maciços residuais (*nappes* e cavalgamentos de coberturas proterozóicas sobre rochas do embasamento cristalino) (Fonte: mapa geológico simplificado de Cavalcante, 2003).



Fotografia 3.1: (a) ortogneisse migmatítico de composição granítica com bandas granodioríticas porfíricas do Complexo Ceará; (b) gnaisse migmatítico de composição granítica fanerítica com bandas tonalíticas do Complexo Cruzeta (local: BR-226, trecho entre Senador Pompeu e São Joaquim do Salgado; coordenadas: 456.171 mE e 9.387.558 mN).



Fotografia 3.2: (a) granito neoproterozóico de textura grossa e isotrópico, vista em planta (local: Serra Azul; coordenadas: 529.797 m e 9.468.900 m); (b) granito neoproterozóico de textura porfírica, com pórfiros de feldspato de até 10 cm, do fácies Serra Branca, vista em planta (local: CE-043, trecho entre Quixeramobim e Canadá; coordenadas: 483.407 mE e 9.419.994 mN).



Fotografia 3.3: (a) detalhe de sombra de recristalização assimétrica do tipo δ (delta) em porfiroclastos de feldspato com cinemática dextral, vista em planta (local: CE-046, trecho entre Quixadá e Ibicuitinga; coordenadas: 520.319 mE e 9.454.434 mN); (b) milonito de granitóide (escuro) e de pegmatito, vista em perfil (claro) (local: Senador Pompeu; coordenadas: 459.088 mE e 9.383.776 mN).



Fotografia 3.4: (a) cataclasito com clastos de milonito, vista em planta (oeste do Rio Banabuiú); coordenadas: 475.724 mE e 9.403.574 mN); (b) brecha de falha alterada em gnaiss, vista em perfil (leste do Rio Banabuiú); coordenadas: 462.735 mE e 9.379.290 mN).



Fotografia 3.5: (a) aspecto geral da Superfície Sertaneja e do campo de *inselbergs* do Complexo Granítico Quixadá-Quixeramobim (local: CE-113, trecho entre São Caetano e Joatama); (b) *inselberg* granítico de Quixadá, com depósitos de tálus associados (local: Quixadá).

Capítulo 4**TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇOS DE FISSÃO****4.1 Considerações iniciais**

Segundo Faure (1986), os núcleos de átomos instáveis sofrem transformações espontâneas que envolvem a emissão de partículas e de energia radiante. Existem vários caminhos diferentes através dos quais os átomos podem decair e, embora alguns átomos trilhem dois ou três caminhos diferentes durante seu decaimento, a maioria segue somente um caminho particular. Estes processos resultam em mudanças no número atômico ou no número de nêutrons do isótopo instável, cujo produto da reação pode ser um elemento estável ou radioativo. Neste último caso, o decaimento prossegue até que se produza um átomo estável.

Durante a fissão espontânea do urânio natural, conforme Bohr e Wheeler postularam, o núcleo de átomos pesados se comporta como uma gota de um líquido, que assume uma forma esférica em razão da tensão superficial. Eles sugeriram que o núcleo pode alcançar um tamanho crítico, quando a força de repulsão eletrostática se tornaria maior do que as forças de superfície que mantêm o núcleo coeso. Neste momento, o núcleo se tornaria susceptível à fissão espontânea. Este tamanho crítico é assumido para átomos que têm número atômico próximo de 100 (Faure, 1986).

Fragmentos de fissão altamente carregados afastam-se em direções opostas liberando aproximadamente 200 MeV de energia dentro da estrutura do mineral. De acordo com os modelos apresentados por diversos experimentos, este evento provoca a ionização e o deslocamento dos átomos que se encontram nas vizinhanças de suas trajetórias, fazendo com que os átomos sofram uma repulsão coulombiana e originem uma zona desarranjada denominada traço latente (Tello Saenz, 1998).

Os primeiros traços de partículas nucleares foram observados, via microscópio de transmissão eletrônica e ao microscópio óptico, por Young (1958) e Silk & Barnes (1959). Mas, somente em 1963, os físicos P. Buford Price e Robert M. Walker desenvolveram o método de datação baseado no decaimento natural do ^{238}U por fissão espontânea.

A técnica empregada no método de datação por traços de fissão (MDTF), diferentemente dos métodos isotópicos tradicionais, não utiliza a espectrometria de massa na determinação das razões isotópicas. O MDTF baseia-se na contagem de traços em minerais naturais criados pelo deslocamento de fragmentos de fissão espontânea do ^{238}U .

Uma grande quantidade de materiais geológicos têm sido investigada sobre a ocorrência de traços de fissão fósseis, mas relativamente poucos são rotineiramente utilizados para a datação. Esta limitação ocorre principalmente pelas condições inapropriadas para a observação dos traços, baixo conteúdo de urânio e pouca sensibilidade dos traços às variações de temperatura. Considerando estes fatores limitantes, a apatita é o mineral que exhibe as condições experimentais mais favoráveis para a datação, seguida do zircão, vidro natural, mica e esfeno (Wagner & Haute, 1992).

As apatitas formam uma série isomórfica de minerais de fosfato, cuja composição é $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. A fluorapatita é a variedade que ocorre com mais frequência como acessório em rochas ígneas plutônicas e metamórficas, enquanto a cloroapatita é mais comum em rochas vulcânicas (Burthet *et al.*, 1994).

4.2 Coleta e separação mineral

As alíquotas de apatita foram extraídas de amostras de rochas coletadas de pontos adjacentes à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP). Com o objetivo de evidenciar possíveis diferenças entre a evolução tectônica e termal dos blocos geológicos compartimentados pela ZCSP (NE), os pontos amostrados foram organizados em perfis com orientação SE.

O critério adotado durante a coleta das amostras objetivou incorporar os litotipos que registraram principalmente a evolução termal mesozóica e cenozóica da região. Desta maneira, foram amostrados exemplares de granitóides brasileiros e, na ausência destes, de gnaisses do embasamento. Sempre que possível, especialmente para os gnaisses, foram selecionados exemplares de textura homogênea e livre de anisotropias magmáticas de fontes complexas.

O procedimento adotado para o isolamento das alíquotas de apatita se deu através de desagregação mecânica das amostras de rocha por britagem seguida de moagem. A separação granulométrica foi feita por peneiramento simples, para a fração de 200 μm , finalizando-se com a concentração de finos através de bateamento. O concentrado de bateia foi submetido a processos de separação gravítica por líquidos densos (CHBr_3 : bromofórmio) e por fracionamento magnético (separador magnético Isodynamic Frantz). Finalmente, os grãos de apatita foram separados manualmente através de uma lupa.

4.3 Fundamentos da equação de idade

O método de datação por traços de fissão (MDTF) fundamenta-se no decaimento natural de um isótopo instável (“pai” ou radioativo) para um átomo estável (“filho” ou radiogênico).

Esta reação nuclear ocorre a uma razão que é proporcional ao número de átomos radioativos presentes no sistema (mineral ou vidro) em um determinado intervalo de tempo:

$$dN_p/dt = - \lambda N_p \quad (\text{equação 4.1})$$

Considerando-se dN_p como o número de átomos radioativos (*parents*: “pais”) no intervalo dt de tempo e λ sendo um fator de probabilidade denominado constante de decaimento radioativo, a integração da equação 4.1 resulta na expressão básica utilizada tanto pelos métodos isotópicos de datação tradicionais como pelo MDTF. Neste caso, N_D representa o número de átomos radiogênicos (*daughter*: “filhos”) no instante de tempo t :

$$N_D = N_p (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 4.2a})$$

$$t = 1/\lambda \ln [(N_p/N_D) + 1] \quad (\text{equação 4.2b})$$

A constante de decaimento total do ^{238}U (λ) é dada pela soma entre as constantes de decaimento por emissão de partículas alfa (λ_α) e por fissão espontânea (λ_f). Deste modo, o número de decaimentos que são devido somente à fissão espontânea do ^{238}U é dado por uma proporção fixa (λ_f/λ), que pode ser aproximada para λ_f/λ_α , devido à magnitude de λ_f ($8,5 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$) ser muito inferior a λ_α ($1,5 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$). Através da equação 4.2a, conclui-se que o número de eventos de fissão espontânea do ^{238}U (N_s) acumulados por unidade de volume é dado por:

$$N_s = \lambda_f/\lambda_\alpha N_{238} (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 4.3a})$$

$$t = 1/\lambda_\alpha \ln [(\lambda_f/\lambda_\alpha) (N_s/N_{238}) + 1] \quad (\text{equação 4.3b})$$

Em princípio, o cálculo de idades de minerais através do MDTF é baseado na determinação de dois parâmetros, N_s e N_{238} . O parâmetro N_s é obtido através da densidade de traços fósseis por unidade de área (ρ_s), observados na superfície do detector. O parâmetro N_{238} representa o número de átomos de ^{238}U por unidade de volume na amostra, que ainda pode ser escrito como $N_U C_{238}$, sendo N_U a densidade volumétrica de urânio na amostra e C_{238} a concentração isotópica do ^{238}U no urânio natural. Este segundo parâmetro é determinado através da densidade areal de traços de fissão induzida no mineral estudado (ρ_i).

A partir da equação teórica 4.3a, é possível determinar o parâmetro (ρ_s) utilizando-se a equação prática 4.4a, em que o fator ε_{238} está relacionado à eficiência de observação dos traços fósseis (depende da orientação cristalográfica da superfície de observação e composição química do detector, do tempo de ataque químico e do ângulo de incidência dos traços latentes) e à geometria da superfície de observação (2π : externa ou 4π : interna):

$$\rho_s = \varepsilon_{238} N_U C_{238} (\lambda_f / \lambda_a) (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{equação 4.4a})$$

$$t = 1/\lambda_a \ln [1 + (\rho_s / \varepsilon_{238} N_U C_{238}) (\lambda_a / \lambda_f)] \quad (\text{equação 4.4b})$$

Para se evitar as difíceis determinações de $\varepsilon_{238} N_U$, a amostra é irradiada em um reator nuclear, com uma fluência (Φ_0) de nêutrons térmicos, com o objetivo de induzir a fissão dos átomos de ^{235}U . Para um fluxo bem termalizado (predominância de nêutrons térmicos), o produto $\varepsilon_{238} N_U$ ($\varepsilon_{238} = \varepsilon_{235}$, segundo Bigazzi *et al.*, 1991a) pode ser obtido pela determinação da densidade de traços induzidos por unidade de área (ρ_i), observados na superfície do detector:

$$\rho_i = \varepsilon_{235} N_U R_U \quad (\text{equação 4.5a})$$

$$\varepsilon_{235} N_U = \rho_i / R_U \quad (\text{equação 4.5b})$$

Ainda considerando-se condições ideais de termalização, tem-se $R_U = C_{235} \Phi_0 \sigma_0 g_{235} = C_{235} A_{235}$, sendo que g_{235} representa o parâmetro de Westcott para o ^{235}U (depende da temperatura dos neutros) e R_U é a probabilidade da reação $^{235}\text{U} (n, f)$ ocorrer por núcleo alvo, para a fluência especificada (Φ_0), durante a irradiação com nêutrons térmicos (σ_0). Deste modo, a equação prática de idade aparente por ATF é dada por:

$$t_a = 1/\lambda_a \ln [1 + (\varepsilon_{235} / \varepsilon_{238}) (\rho_s / \rho_i) (\lambda_a / \lambda_f) (R_U / C_{238})] \quad (\text{equação 4.6})$$

Em reatores não tão bem termalizados, como o que foi utilizado nesta pesquisa, ocorre fissão do ^{235}U , do ^{238}U e do ^{232}Th devido à produção de nêutrons não térmicos. Logo, considerando-se as contribuições das fissões do ^{235}U por nêutrons epitérmicos e as do ^{238}U e do ^{232}Th induzidas por nêutrons rápidos, somadas às fissões do ^{235}U por nêutrons térmicos, a probabilidade de ocorrer reações de fissão no mineral, durante a irradiação, é dada por $R_M = C_{235} A_{235} + C_{238} A_{238} + (N_{\text{Th}} / N_U) R_{\text{Th}}$, em que $R_{\text{Th}} = A_{\text{Th}}$.

Em razão das dificuldades na determinação da fluência (Φ_0) e da constante de decaimento por fissão espontânea (λ_f) do ^{238}U , Hurford & Green (1982 e 1983) elaboraram o método de calibração zeta (ζ). Este método estabelece um vínculo entre o MDTF e uma idade padrão, calculada por outro método de datação isotópica, determinando de maneira implícita alguns parâmetros, especialmente Φ_0 e λ_f .

Embora a fissão de urânio por nêutrons não térmicos não introduza erros sistemáticos nos sistemas de datação baseados em idades padrões (ex. método zeta), a fissão do ^{232}Th , eventualmente presente nos minerais padrões, por nêutrons rápidos é fonte freqüente destes erros. Além disso, o encurtamento do comprimento dos traços fósseis sob o efeito da temperatura (*annealing*) resulta em idades subestimadas quando se emprega a aproximação por idade padrão.

Outra alternativa para reduzir a inacurácia dos sistemas de datação pelo MDTF é a execução de operações de calibração por aproximação absoluta, em que os parâmetros citados são determinados de maneira explícita. Nesta pesquisa, utilizou-se um método de calibração por aproximação absoluta, onde foram aplicados tanto filmes finos de ^{232}Th como monitores de vidro dopados com urânio natural calibrados através de filmes finos de urânio natural (Iunes, 1999).

Esta metodologia, diferentemente dos métodos de calibração por idade padrão, possibilita a determinação explícita de R_U através dos filmes finos de urânio natural (Iunes, 1999). Para mensurar o efeito da fissão induzida do ^{232}Th por nêutrons rápidos sobre a idade calculada, foram empregados filmes finos de ^{232}Th . Além disso, foram aplicados fatores de correção às idades aparentes para compensar o efeito do encurtamento dos traços de fissão por *annealing*.

4.4 Annealing dos traços de fissão

Como foi afirmado antes, zonas desarranjadas surgem durante a passagem de fragmentos de fissão e são denominadas de traços de fissão “latentes” ou “não atacados”, isto porque só se tornam visíveis ao microscópio óptico após um ataque químico apropriado. A estrutura original do retículo cristalino torna-se, entretanto, gradualmente restaurada com o tempo. Este fenômeno é conhecido como *fading*, o qual se manifesta através da redução da densidade areal dos traços de fissão observados na superfície de contagem, assim como do comprimento dos traços atacados (revelados).

Os estudos sobre os fenômenos de *fading* têm sido aplicados a um largo número de materiais terrestres, envolvendo principalmente experimentos sob condições controladas de tempo e temperatura. Estes dados experimentais são extrapolados para as condições geológicas

com base em leis cinéticas de reações envolvendo movimentos difusos e, especialmente para a apatita, têm apresentado resultados estatisticamente compatíveis (Wagner & Haute, 1992).

Embora vários fenômenos possam influenciar o *fading* (tempo, temperatura, pressão, soluções intergranulares e radiação ionizante), a temperatura é o fator dominante, principalmente sobre a apatita. Quando este fenômeno envolve os efeitos de temperatura e tempo sobre o encurtamento dos traços de fissão, costuma-se denominá-lo de *annealing*.

4.4.1 Fatores que influenciam o *annealing*

Além da temperatura, há outros fatores que podem influenciar o *annealing* dos traços de fissão, notavelmente a direção dos traços em relação aos eixos cristalográficos e a composição química do sólido. Nestes últimos casos, somente em condições extremas de temperatura. Em apatita, os traços de fissão paralelos ao eixo-c (perpendiculares ao plano basal) são mais resistentes ao *annealing* do que os demais traços (Green & Durrani, 1977; Donelick, 1991), sendo que esta anisotropia se torna mais pronunciada com o progressivo aumento do *annealing*.

Embora a variedade mineral de apatita mais comum na natureza (fluorapatita) possa apresentar algum teor de cloro, o aumento da proporção deste elemento pode também aumentar a estabilidade dos traços de fissão sob influência da temperatura (Green, 1992 e O'Sullivan & Brown, 1998). Em geral, teores de cloro superiores a 0,4% em peso (apatita padrão de Durango: 0,36-0,44 % em peso) fornecem idades de traços de fissão maiores do que em variedades com teores inferiores (Mallmann, *et al.*, 2002).

4.4.2 Modelamento do *annealing*

Somente uma compreensão quantitativa do fenômeno de *annealing* possibilita a aplicação de estudos preditivos destes efeitos em variadas condições de temperatura e tempo. Com este objetivo, algumas leis de reações cinéticas sobre movimentos difusos são empregadas como aproximações teóricas na interpretação geológica de sistemas de traços de fissão naturais.

Ao longo da trilha de fragmentos de fissão, a estrutura atômica original é fortemente desordenada e envolve uma alta densidade de átomos e elétrons deslocados. Dependendo de sua energia de ativação (energia necessária para que as combinações de “defeitos” que compõem o traço latente retornem ao seu lugar de origem), os traços podem persistir no mineral durante tempos geológicos. Entretanto, um aquecimento pode fornecer suficiente energia externa de

modo que os átomos e elétrons sejam deslocados por movimentos difusos para seus locais de origem (Wagner & Haute, 1992).

A descrição matemática destas reações cinéticas envolvendo movimentos difusos admite algumas simplificações, como a existência somente de um tipo de “defeito” na rede cristalina e uma energia de ativação específica. Logo, a taxa de reação (movimento difuso dos átomos para sua posição original) é dada por:

$$dn/dt = - \alpha n \quad (\text{equação 4.7})$$

Considera-se dn como a concentração de reagentes (átomos fora de sua posição original) no intervalo dt de tempo e α como sendo um fator de probabilidade da reação ocorrer. A integração da equação 4.7 resulta na equação 4.8a, que descreve a variação desta concentração em cada instante de tempo t , sendo n_0 a concentração original dos reagentes:

$$n = n_0 e^{(-\alpha t)} \quad (\text{equação 4.8a})$$

$$\alpha = \alpha_0 e^{(-E/kT)} \quad (\text{equação 4.8b})$$

O fator α é dependente da temperatura de acordo com a equação 4.8b, enquanto α_0 é um fator de frequência específico, E é a energia de ativação, T é a temperatura absoluta e k é a constante de Boltzmann.

O modelo empírico empregado nesta pesquisa está fundamentado na aproximação que foi estabelecida pelo grupo australiano (Green *et al.*, 1986; Laslett *et al.*, 1987; Duddy *et al.*, 1988 e Green *et al.*, 1989). De acordo com Tello Saenz (1998), os experimentos de *annealing* utilizados por este grupo têm como ponto de partida a Lei de Arrhenius, que estabelece uma relação linear entre o logaritmo natural do tempo (t) de *annealing* e o inverso da temperatura absoluta (T). Desta maneira, a equação 4.8a pode ser combinada à equação 4.8b e resolvida em termos das variáveis tempo (t) e temperatura absoluta (T) de forma explícita, segundo a equação 4.9a, ou de forma implícita, segundo a equação 4.9b:

$$\ln t = \ln [- \ln (n/n_0)] - \ln \alpha_0 + (E/K) T^{(-1)} \quad (\text{equação 4.9a})$$

$$\ln t = A + B T^{(-1)} \quad (\text{equação 4.9b})$$

Neste último caso, A e B são constantes, sendo que B é interpretada em termos de energia de ativação.

Diferentemente dos trabalhos anteriores, os estudos experimentais efetuados por Laslett *et al.* (1987) em fluorapatitas de Durango foram focados na distribuição de comprimento dos traços de fissão, ao invés de densidades de traços. Isto se deve ao fato de que a medida de comprimento é muito mais precisa do que a de densidade, já que esta última depende do critério adotado na contagem, dificultando a comparação entre diferentes estudos (Tello Saenz, 1994).

Os pontos experimentais que representam uma mesma razão de redução de traços descrevem linhas retas nos chamados “diagramas de Arrhenius” ($\ln t$ versus T^{-1}). Através de uma reformulação empírica da equação 4.9b, Laslett *et al.* (1987) descreveram os efeitos do *annealing* sobre a distribuição de comprimento dos traços de fissão por meio da equação 4.10a. Assim, $r = l / l_0$ (l : comprimento do traço com *annealing* e l_0 : comprimento sem *annealing*) e $g(r)$ é uma função experimental descrita pela equação 4.10b:

$$\ln t = -28,12 + [(g(r) + 4,87) / 0,000168] T^{-1} \quad (\text{equação 4.10a})$$

$$g(r) = \{ \{ [(1-r)^{2,7}] / 2,7 \}^{0,35} - 1 \} / 0,35 \quad (\text{equação 4.10b})$$

Para tornar mais precisas as medições, foram considerados apenas os traços de fissão confinados (contidos inteiramente no mineral) e paralelos à superfície de observação do mineral.

Com o objetivo de aplicar a equação 4.10a em estudos de *annealing* sob condições de temperaturas variáveis no tempo, Duddy *et al.* (1988) utilizam o chamado “princípio do tempo equivalente”, que já havia sido proposto por Goswami *et al.* (1984). Este princípio postula que um traço que já tenha sido submetido a *annealing* se comporta diante de uma nova condição de tempo e temperatura de uma forma totalmente independente das condições que causaram o *annealing* anterior, dependente somente do grau de encurtamento (r) inicial.

Para a aplicação do princípio do tempo equivalente, uma história térmica (e.g., um resfriamento linear) é dividida em degraus definidos por iguais intervalos de tempo (Δt_i) com temperaturas constantes (T_i) (**Figura 4.1**). Suponhamos que, durante o primeiro intervalo de tempo Δt_1 sob temperatura constante T_1 , um traço tenha seu comprimento reduzido $r_1 = l_1 / l_0$ expresso pela equação 4.11a. Se, em um intervalo de tempo subsequente Δt_2 ($\Delta t_1 = \Delta t_2$), este mesmo traço fosse submetido a um outro patamar de temperatura T_2 ($T_1 > T_2$), ele acumularia um comprimento reduzido r_2 ($r_1 < r_2$). Esta redução (r_2) ocorreria como se o traço tivesse sido submetido a um *annealing* sob temperatura T_2 em um “tempo efetivo” ($t_{eq} + \Delta t_2$), que pode ser

obtido através da equação 4.11b. Assim, $t_{eq\ 1}$ representa o tempo necessário para produzir um encurtamento equivalente a r_1 , se o traço fosse submetido à temperatura T_2 :

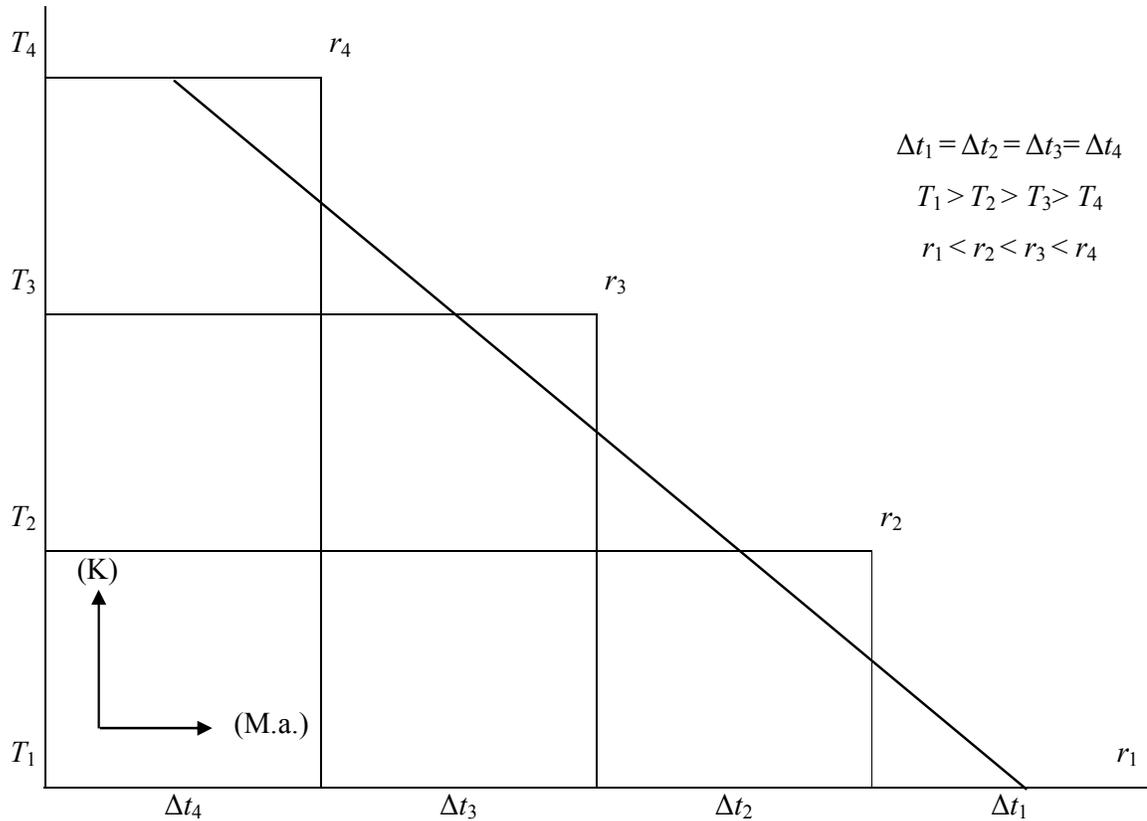


Figura 4.1: história térmica esquemática de uma amostra de apatita submetida a um resfriamento linear, ilustrado pela reta diagonal entre as temperaturas absolutas T_1 e T_4 , sendo que para cada intervalo de tempo (Δt_1 até Δt_4) estão representadas as respectivas reduções de comprimento dos traços de fissão (r_1 até r_4) (simplificado de Tello Saenz, 1994).

$$\ln \Delta t_1 = -28,12 + [(g(r_1) + 4,87) / 0,000168] T_1^{(-1)} \quad (\text{equação 4.11a})$$

$$\ln (t_{eq\ 1} + \Delta t_2) = -28,12 + [(g(r_2) + 4,87) / 0,000168] T_2^{(-1)} \quad (\text{equação 4.11b})$$

Como novos traços são produzidos continuamente durante os sucessivos intervalos de tempo Δt_i , se estes Δt_i forem suficientemente pequenos, pode-se considerar que os traços produzidos em cada intervalo teriam a mesma história térmica e, portanto, o mesmo encurtamento. Desta maneira, a redução de comprimento em cada temperatura T_i pode ser calculada através da aplicação da equação 4.11b, adicionando-se a cada intervalo Δt_i o respectivo tempo equivalente $t_{eq\ (i-1)}$ necessário para produzir a redução r_{i-1} sob temperatura T_i .

Conforme foi exposto até aqui, a partir de uma história térmica conhecida (p.ex. um resfriamento linear), pode-se obter uma distribuição de comprimentos através da equação 4.11a. Entretanto, o que se tem na prática é a idade aparente da amostra e medidas de comprimento realizadas em laboratório, sendo que se procura a história térmica responsável por estes dados.

Lutz & Omar (1991), por outro lado, propuseram um modelo denominado Modelo Inverso, através do qual histórias térmicas são aleatoriamente geradas pelo método de Monte Carlo. Em seguida, as distribuições de comprimentos são calculadas para cada história térmica gerada e estatisticamente comparadas com a distribuição experimental.

Para se obter as histórias térmicas no Modelo Inverso, usam-se as “caixas” de Monte Carlo, definidas por um intervalo de temperatura e tempo. Deste modo, é sorteado um ponto dentro de cada caixa previamente estabelecida, unindo-se estes pontos através de semi-retas até o ponto que representa as condições atuais de temperatura em que se coletou a amostra. A história térmica, bem como as idades, serão aceitas se o histograma gerado for estatisticamente compatível com o histograma experimental de comprimento dos traços. Para este fim, são aplicados testes estatísticos de aderência (χ^2 : qui-quadrado) (Tello Saenz, 1998).

4.4.3 Correção da equação de idade

Nesta pesquisa, foi implementado o modelo de correção de idade baseadas no comprimento dos traços induzidos em apatitas de Durango (Iunes *et al.*, 2002). Este estudo foi baseado na relação entre duas razões: o comprimento fóssil e induzido (l_s / l_i) e a densidade areal fóssil e induzida (ρ_s / ρ_i) de traços de fissão em amostras submetidas a *annealing*. As medidas de comprimento foram feitas apenas em traços confinados e paralelos a superfície de observação. Estes dados indicaram que (ρ_s / ρ_i) é proporcional a (l_s / l_i) por um fator igual a 1 (equação 4.12a). Por fim, a idade corrigida é dada pela equação 4.12b:

$$(\varepsilon_{238}/\varepsilon_{235}) = (1,000 \pm 0,038) (l_s / l_i) \quad (\text{equação 4.12a})$$

$$t_c = 1/\lambda_\alpha \ln [1 + (l_s / l_i) (\rho_s/\rho_i) (\lambda_\alpha/\lambda_f) (R_U/C_{238})] \quad (\text{equação 4.12b})$$

4.5 Revelação e observação dos traços de fissão

Esta etapa foi desenvolvida no Laboratório de Análise de Traços de Fissão, do Departamento de Raios Cósmicos e Cronologia da Unicamp (DRCC/UNICAMP), onde foram

submetidas aos procedimentos metodológicos específicos para os estudos termocronológicos. Cada alíquota de apatita (aproximadamente 100 grãos por amostra) foi sistematicamente enfileirada sobre moldes de borracha (0,4 cm³), a partir dos quais foram confeccionados suportes de resina transparente (Epoxy). As amostras fixadas nos seus respectivos suportes foram submetidas a um polimento manual preliminar através de folhas de lixa graduadas em diferentes calibres (1200#, 2400# e 4000#) e, em seguida, através de politriz, com pasta de diamante para polimento metalográfico (0,25 µm).

As montagens de apatita sofreram um ataque químico específico (HNO₃ 6,5 %, a 20°C, por 40 segundos) para a revelação dos traços de fissão fósseis latentes (produtos do decaimento do ²³⁸U por fissão espontânea), possibilitando assim sua observação ao microscópio óptico com aumento de 1000x. À ocular do microscópio foi adaptado um retículo (100 µm²) para a medida da densidade dos traços, além de uma escala (100 µm) para a medida do comprimento dos traços confinados paralelos à superfície de observação do mineral.

Nesta pesquisa, o método utilizado para a datação analisou no mesmo grão os traços fósseis e induzidos (método grão-a-grão), de modo que a idade pôde ser determinada para cada grão de apatita. Este método é bastante útil para a datação de amostras de rocha que apresentam fortes anisotropias de concentração de urânio ou mesmo que seja composta por grãos de diferentes idades, como podem ser encontrados em rochas detríticas (Wagner & Haute, 1992).

Testes estatísticos de aderência (χ^2 : qui-quadrado) são aplicados ao conjunto de idades de cada amostra para verificar se as mesmas podem ser agrupadas em uma única população. Em seguida, as idades das amostras são calculadas através da média ponderada entre as idades compatíveis dos grãos singulares, sendo descartadas as incompatíveis.

Para a revelação e contagem dos traços induzidos, foi empregado o método do detector externo (MDE), que consiste em uma técnica analítica através da qual os traços de fissão induzida do ²³⁵U são observados em detectores externos. Placas finas de muscovita, empregadas como detector externo, foram submetidas a um ataque químico preliminar (HF 40%, a 15°C, por 210 minutos) com o objetivo de verificar a ausência de urânio. Depois de constatado a ausência de traços fósseis nestas muscovitas, as placas foram acopladas às montagens de apatita e encaminhadas ao Centro de Reator de Pesquisas do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), tendo sido irradiadas por nêutrons térmicos (até 0,2 eV) sob uma fluência previamente especificada.

O objetivo da irradiação é induzir apenas a fissão do ²³⁵U presente na apatita para se obter a proporção original de ²³⁸U neste mineral, uma vez que ²³⁵U/²³⁸U é considerado constante na natureza. Os traços latentes que cruzam a superfície da apatita, produzidos por fissão induzida do

^{235}U , são também projetados sobre a superfície do detector externo acoplado aos suportes. Estes traços latentes projetados na superfície da muscovita foram revelados através das mesmas condições do ataque químico preliminar (HF 40%, a 15°C, por 210 minutos). As medidas de densidade de traços fósseis (ρ_s) e induzidos (ρ_i), revelados na superfície da apatita e da mica, respectivamente, foram aplicadas no cálculo das idades.

No caso do MDE, os traços de fissão espontânea observados sobre a superfície polida da apatita originaram-se de átomos de ^{238}U localizados em ambos os lados desta superfície (geometria interna: 4π), enquanto que os traços de fissão induzida observados sobre a superfície do detector externo originaram-se somente de átomos de ^{235}U localizados no lado fixado às montagens de apatita (geometria externa: 2π). Desta maneira, espera-se que o número de traços de fissão contados em uma superfície 2π seja 0,5 vezes menor do que em uma superfície 4π .

Para se obter a relação entre estas duas geometrias de observação foi determinado um fator experimental, denominado de fator geométrico. Este parâmetro foi calculado através da relação entre o número de traços de fissão induzida contados sobre uma superfície 2π e 4π em uma amostra padrão (apatita de Durango). No caso desta pesquisa, o fator geométrico encontrado para o experimentador foi de $0,571 \pm 0,019$.

Capítulo 5**RESULTADOS E DISCUSSÕES****5.1 Considerações preliminares**

A aplicação do método de datação por traços de fissão, particularmente em apatitas, exige do pesquisador o reconhecimento de algumas premissas básicas. Desta maneira, a observação e o estudo de traços de fissão em sólidos cristalinos envolve problemas de natureza física, química e experimental, conforme foi mencionado no Capítulo 4.

Além dos aspectos físicos e químicos amplamente discutidos na literatura (Wagner & Haute, 1992) e implementados em modelos matemáticos e computacionais (Lutz & Omar, 1991), o estudo dos traços para datação tem importante fundamentação estatística. Por esta razão, tanto a quantidade de apatitas selecionadas para datação, a qualidade da revelação dos traços e do polimento da superfície mineral em que são observados, além dos critérios adotados na contagem, podem ser fontes de erros sistemáticos nos resultados analíticos.

Algumas simplificações sobre problemas de natureza geométrica, física e química também são introduzidas quando se usam os modelos computacionais e matemáticos. Considera-se, por exemplo, que as anisotropias quanto à orientação dos traços sejam desprezíveis. Além disso, que todos os traços são igualmente revelados, especialmente se forem submetidos às mesmas condições de ataque químico.

5.2 Idades aparentes e corrigidas

Os dados sobre as densidades de traços de fissão foram implementados nas equações de idade através do *software* Origin 7, etapa em que também foram propagados os erros estatísticos às idades médias ponderadas calculadas entre os grãos de cada amostra.

A idade de traços de fissão efetiva de uma amostra de apatita representa a idade em que esta esteve pela última vez na temperatura de 120°C. Entretanto, as idades calculadas são idades aparentes, ou seja, mais jovens em relação à idade efetiva da apatita. Isto ocorre porque os traços de fissão mais antigos que se formaram próximo desta temperatura sofrem o máximo encurtamento, dificultando a sua observação e, portanto, reduzem a idade efetiva. Além disto, há uma menor probabilidade de que os traços encurtados cruzem a superfície de contagem do mineral. Desta maneira, quanto maior o tempo em que a amostra esteve próxima a esta

temperatura, menor será a quantidade de traços contados pelo observador e mais subestimada será a idade efetiva da apatita. Com o objetivo de “recuperar” a informação perdida sobre a história térmica inicial da amostra, foi introduzido um modelo de correção das idades aparentes, o qual já foi discutido no Capítulo 4.

A idade corrigida representa, então, uma aproximação da idade efetiva da amostra. No caso da apatita, esta idade corresponde a uma condição limite de temperatura (120°C) a partir da qual os traços produzidos no mineral são continuamente encurtados em proporções variadas. O grau de encurtamento destes é reduzido à medida em que a temperatura diminui, até a isoterma de 60°C, a partir da qual os traços passam a preservar seu comprimento original. A isoterma de 120°C representa a temperatura de fechamento do sistema, o intervalo entre 120° e 60°C corresponde à zona de estabilidade ou *annealing* parcial (ZAP) da apatita, enquanto o intervalo de 60°C até temperaturas menores é denominado zona de estabilidade. Estes limites térmicos são válidos somente para escalas de tempo da ordem de 10^6 a 10^7 anos (Wagner & Haute, 1992).

As idades efetivas foram calculadas através da média ponderada entre as idades corrigidas da população de grãos de cada amostra. Para validar estes resultados, foram realizados testes estatísticos de aderência (χ^2 : qui-quadrado), de modo que a normalidade da distribuição de idades dos grãos nas amostras fosse comprovada. Em caso afirmativo, as idades representariam uma única população e as variações entre elas seriam apenas de natureza estatística. Em caso negativo, pode-se tirar uma das seguintes conclusões: (1) a lei de distribuição normal não convém à amostra; (2) a amostra compreende uma mistura de várias populações; ou (3) os erros têm causas diversas de caráter sistemático.

Em um total de 23 pontos amostrados na região da ZCSP (**Figura 3.5**, Capítulo 3), apenas 13 amostras foram analisadas (**Tabela 5.1**), tanto em razão da falta de transparência dos grãos de apatita, quanto do reduzido número ou mesmo da completa ausência deste mineral. Destas 13 amostras, foi possível calcular apenas 11 idades corrigidas através do modelo de correção discutido no Capítulo 4. Por esta razão, duas amostras tiveram somente suas idades aparentes calculadas, pois não foram identificados traços confinados paralelos à superfície de observação dos grãos minerais.

Entre as idades corrigidas, dois grupos puderam ser destacados: um grupo de idades posicionado entre o final do Cretáceo Inferior e início do Cretáceo Superior (111,6 - 91,0 Ma) e outro abrangendo o Cretáceo Superior até o Oligoceno (70,1 - 36,5 Ma). O primeiro grupo engloba as amostras SP06, SP44, SP18, SP11, e SP23, enquanto o segundo grupo está composto pelas amostras SP24, SP41, SP12, SP04, SP36 e SP34.

Tabela 5.1: resultados analíticos das idades de traços de fissão em apatitas da região da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema (ρ_s : densidade areal de traços de fissão fósséis na amostra; ρ_i : densidade areal de traços de fissão induzidos; N_i : número de traços de fissão fósséis contados na amostra; N_s : número de traços de fissão induzidos contados na amostra; $P(\chi^2)$: probabilidade do qui-quadrado; CMT: comprimento médio dos traços de fissão na amostra).

| Amostra | Altitude (m) | Nº de cristais | ρ_s (10^6cm^{-2}) | N_s | ρ_i (10^6cm^{-2}) | N_i | $P(\chi^2)$ (%) | Idade aparente (Ma) | Idade corrigida (Ma) | CMT (μm) |
|---------|--------------|----------------|------------------------------------|-------|------------------------------------|-------|-----------------|---------------------|----------------------|-----------------------|
| SP06 | 103 | 17 | 42,9 | 137 | 22,2 | 71 | 72,3 | 67,3 \pm 49,2 | 111,6 \pm 22,8 | 9,80 |
| SP44 | 247 | 12 | 285,7 | 857 | 194,7 | 584 | 15,0 | 82,4 \pm 6,3 | 108,2 \pm 8,8 | 12,39 |
| SP18 | 171 | 41 | 85,0 | 1340 | 57,4 | 905 | 50,0 | 66,3 \pm 4,6 | 96,1 \pm 8,1 | 11,22 |
| SP11 | 94 | 37 | 53,6 | 540 | 35,4 | 357 | a | 71,2 \pm 6,4 | 94,6 \pm 9,4 | 12,25 |
| SP23 | 180 | 102 | 82,0 | 2001 | 51,2 | 1249 | 88,9 | 68,1 \pm 4,4 | 91,0 \pm 6,1 | 12,18 |
| SP24 | 212 | 53 | 38,6 | 421 | 29,8 | 325 | 79,3 | 23,8 \pm 2,8 | 36,5 \pm 6,9 | 10,63 |
| SP41 | 153 | 40 | 99,3 | 800 | 86,6 | 698 | 15,0 | 44,7 \pm 3,6 | 62,9 \pm 6,3 | 11,58 |
| SP12 | 141 | 07 | 27,3 | 87 | 27,9 | 89 | 9,4 | 45,9 \pm 8,0 | 64,1 \pm 11,8 | 11,65 |
| SP04 | 63 | 94 | 74,9 | 1050 | 57,9 | 812 | 67,0 | 46,1 \pm 3,5 | 67,3 \pm 5,9 | 11,13 |
| SP36 | 224 | 58 | 46,0 | 836 | 41,1 | 747 | 66,0 | 43,2 \pm 3,2 | 67,6 \pm 8,8 | 10,40 |
| SP34 | 217 | 42 | 52,8 | 450 | 47,8 | 407 | 61,9 | 48,1 \pm 4,5 | 70,1 \pm 7,6 | 11,48 |
| SP15 | 150 | 23 | 13,2 | 323 | 6,1 | 150 | 75,0 | 82,2 \pm 10,4 | b | – |
| SP42 | 155 | 05 | 46,2 | 133 | 34,0 | 98 | 55,0 | 77,3 \pm 11,5 | b | – |

a: a normalidade da distribuição das idades dos grãos na amostra não foi comprovada pelo teste do qui-quadrado; b: ausência de dados para a correção de idade.

5.3 Histórias térmicas

Como a determinação da evolução térmica é função da distribuição de frequência dos traços confinados paralelos à superfície de observação mineral, pela mesma razão já apresentada, apenas 11 amostras de apatita tiveram suas histórias modeladas. Para este fim, foi utilizado o *software* HTA_D (Hadler Neto *et al.*, 2001), cujo princípio consiste em simulações ao acaso de histórias térmicas através do método de Monte Carlo (Capítulo 4).

Em função do grau de ajuste entre o histograma teórico e o experimental de distribuição de comprimento de traços, foram geradas uma ou mais histórias térmicas possíveis dentro dos limites de compatibilidade do χ^2 : qui-quadrado. Todas as histórias foram modeladas com 3 “caixas” de Monte Carlo, assim dimensionadas: 1º caixa (tempo: ± 2 erros absolutos da idade corrigida; temperatura: 150° - 120 °C); 2º caixa (tempo: ± 2 erros absolutos da idade corrigida; temperatura: 120° - 30°C); 3º caixa (tempo: + 2 erros absolutos da idade corrigida até o presente; temperatura: 120° - 30°C).

Embora não seja possível determinar precisamente o tempo e a magnitude dos eventos térmicos, nota-se na **Figura 5.1** que as 11 amostras de apatita foram submetidas a momentos distintos de resfriamento em sua trajetória até a superfície. Toda a evolução do processo de resfriamento foi registrada desde quando a isoterma de 120°C foi alcançada pela última vez. Isto ocorreu em períodos distintos nas apatitas analisadas, caracterizando os dois grupos de idades anteriormente citados: entre o final do Cretáceo Inferior e início do Cretáceo Superior (111,6 - 91,0 Ma) e em outro período que abrange o Cretáceo Superior até o Oligoceno (70,1 - 36,5 Ma).

5.4 Evolução termocronológica da ZCSP

A interpretação das idades corrigidas por traços de fissão, bem como dos modelos termocronológicos, pode ser considerada sob dois pontos de vista, de abrangência local ou regional: (1) a existência de mecanismos geológicos estruturais de modelamento do relevo (morfo-tectônica); (2) a ocorrência de variações no gradiente geotérmico (magmatismo e metamorfismo). Estes mecanismos se articulam no tempo e no espaço, muitas vezes de maneira complexa e em magnitudes diferentes, dotando os minerais de assinaturas térmicas específicas.

Os estudos termocronológicos foram iniciados com a validação dos dados de idade através dos testes estatísticos de normalidade. Em seguida, foi feito o reconhecimento criterioso dos grupos de idades e de seu significado geocronológico, da sua distribuição geográfica e do tipo de controle geológico dominante. Com este objetivo, foram levantados os aspectos

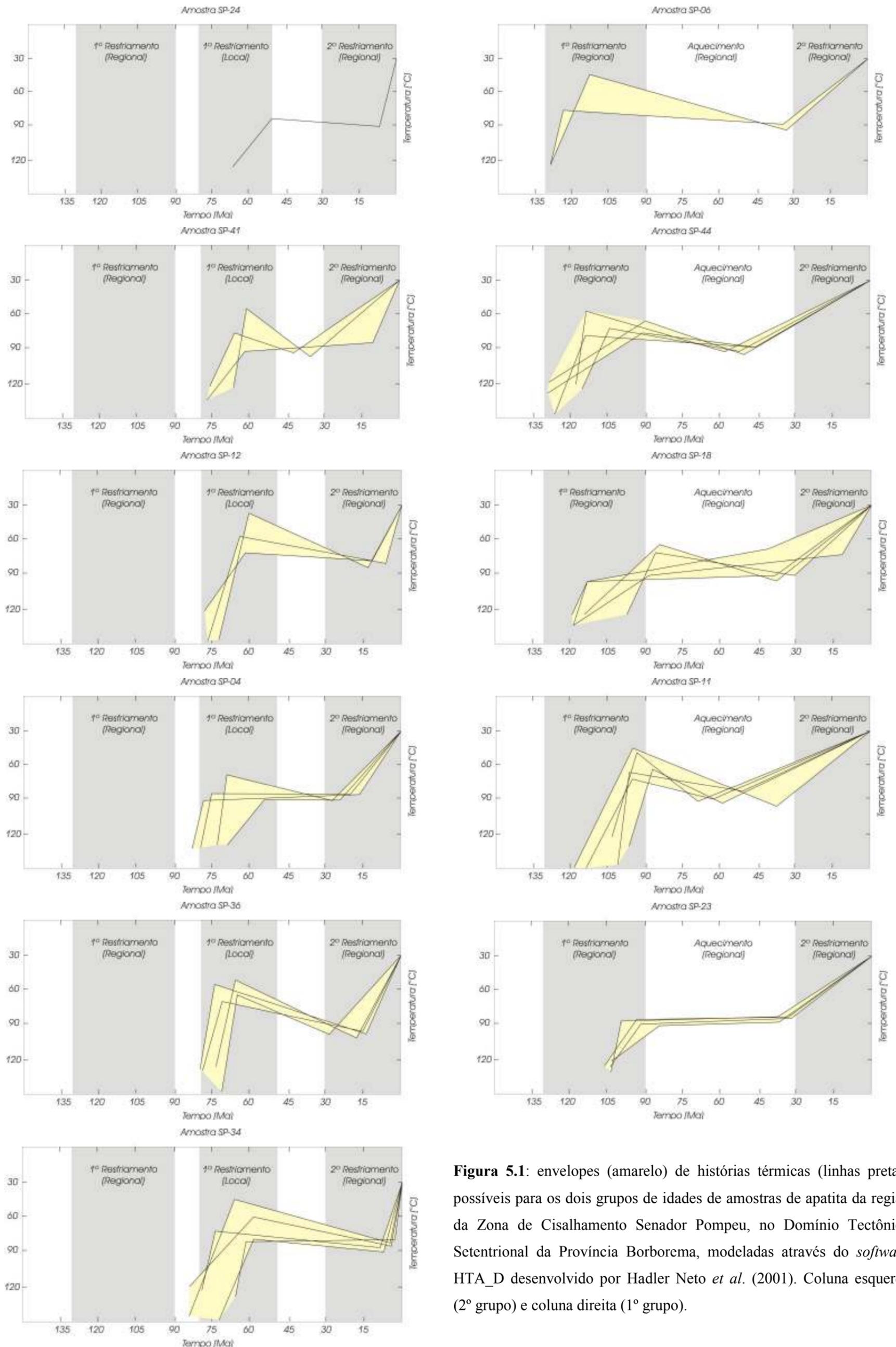


Figura 5.1: envelopes (amarelo) de histórias térmicas (linhas pretas) possíveis para os dois grupos de idades de amostras de apatita da região da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu, no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema, modeladas através do *software* HTA_D desenvolvido por Hadler Neto *et al.* (2001). Coluna esquerda (2º grupo) e coluna direita (1º grupo).

litológicos, morfológicos, estruturais e alguns modelos geológicos evolutivos apresentados na literatura específica da área em foco (Capítulo 3).

Conforme foi relatado no Capítulo 2 e com base em evidências de campo levantadas nesta pesquisa, a ZCSP é composta por diversas faixas miloníticas integradas em um complexo corredor de deformação que se estende na direção NE-SW por cerca de 350 km de comprimento e até 10 km de largura. Associadas a este padrão estrutural regional existem outras direções secundárias, aproximadamente E-W (**Figura 5.2**). Associada a estes lineamentos secundários está a linha de diques Rio Ceará Mirim.

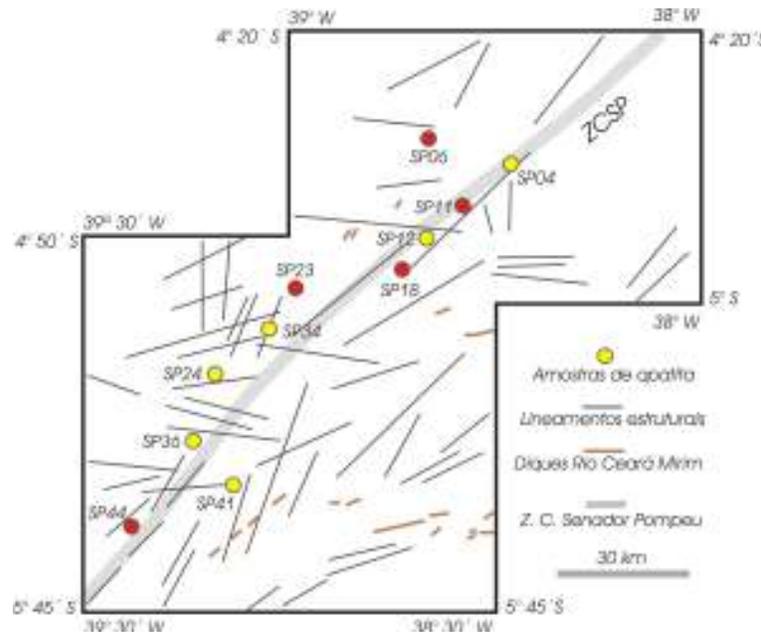


Figura 5.2: linha de diques Rio Ceará Mirim (simplificado de Cavalcante, 2003) e de lineamentos estruturais da região da Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema, interpretados de imagens *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com a localização das amostras de apatita e suas idades de traços de fissão corrigidas (1º grupo de idades: vermelhas e 2º grupo de idades: amarelas).

Conforme foi anteriormente citado, dois grupos de idades de traços de fissão foram reconhecidos: o primeiro está posicionado entre o final do Cretáceo Inferior e início do Cretáceo Superior (111,6 - 91,0 Ma), enquanto o segundo grupo abrange o Cretáceo Superior até o Oligoceno (70,1 - 36,5 Ma). O grupo de idades de traços de fissão mais antigas (111,6 - 91,0 Ma) da ZCSP pode estar relacionado ao magmatismo básico que dominou quando se efetivou a separação entre o Brasil e a África, representados por Mizusaki *et al.*, (2002) pelos picos da curva de frequência (**Figura 2.6**, Capítulo 2) em torno de 90 Ma (início do Cretáceo Superior).

O segundo grupo de idades de traços de fissão (70,1 - 36,5 Ma) está relacionado a um evento térmico posterior à separação efetiva entre a Placa Sul-Americana e a África. Entretanto,

não há evidências de atividade magmática compatível com as idades calculadas nas proximidades deste grupo de amostras. É possível que alguns dos falhamentos secundários, mais frequentes na porção sul da área, possam ter controlado a movimentação de fluidos quentes em regiões localizadas da ZCSP, criando as condições necessárias para modificar o gradiente geotérmico local até a zona de *annealing* total da apatita.

De acordo com os resultados encontrados para as amostras do primeiro grupo de idades na ZCSP, notaram-se dois episódios principais de resfriamento, separados por um período de aquecimento lento e prolongado: um primeiro resfriamento regional (de 120°C até 70°C), entre 130 e 90 Ma; um aquecimento regional (de 70°C até 90°C), entre 90 e 30 Ma; e um segundo resfriamento regional (de 90°C até 30°C), entre 30 Ma e o presente.

Os resultados dos estudos termocronológicos realizados nas apatitas do primeiro grupo de idades aproximaram-se de alguns dos resultados de análises de traço de fissão obtidos por Nóbrega *et al.* (2005) na Zona de Cisalhamento Portalegre (ZCPa), na Província Borborema. Estes autores também reconheceram dois episódios principais de resfriamento, intercalados por um evento de aquecimento, no compartimento leste da ZCPa: o primeiro resfriamento entre 135 e 60 Ma, um aquecimento entre 60 e 15 Ma, e o segundo resfriamento entre 15 Ma e o presente. O compartimento oeste da ZCPa teve parte de sua evolução termal influenciada por mecanismos tectônicos geradores das bacias sedimentares da região, mostrando um comportamento termal diferente. Morais Neto *et al.* (2000), com base em estudos de traços de fissão em 19 amostras regionalmente distribuídas, já haviam sugerido que a Província Borborema teria sido afetada por dois eventos de resfriamento, entre 100 e 90 Ma e entre 20 Ma e o presente.

Uma comparação entre estes estudos e os resultados encontrados na Zona de Cisalhamento Senador Pompeu indicou uma evolução termocronológica similar a das amostras do primeiro grupo de idades, possivelmente relacionada a mecanismos regionais de evolução do relevo da Província Borborema. A fronteira desta evolução termal está representada pelo evento de abertura do Oceano Atlântico Sul.

Outras evidências também podem ser observadas em comparações feitas em escala das Plataformas Sul Americana e Africana. Estudos termocronológicos realizados na margem continental da Namíbia (Luft *et al.*, 2003), oeste da África, também indicaram atividade tectônica durante o Fanerozóico. Segundo estes autores, além de eventos termais de escala local, a margem continental da Namíbia experimentou dois episódios regionais de resfriamento, intercalados por uma importante fase de quiescência tectônica: evento “neocomiano” (resfriamento), evento “turoniano” (relativa estabilidade) e evento “miocênico” (resfriamento). As comparações entre os resultados encontrados na costa da Namíbia e na Província Borborema

são importantes, especialmente porque tanto as idades de traços de fissão como as histórias térmicas foram calculadas e modeladas através de métodos distintos.

O evento “neocomiano” (160 - 114 Ma), foi detectado no embasamento continental e na Bacia Walvis através da presença de uma inconformidade na base da seqüência sin-rifte. Este evento está associado à abertura do Oceano Atlântico Sul através da geração de um forte soerguimento crustal e posterior magmatismo, amplamente observado na América do Sul (Serra Geral) e SW da África (Etendeka) (Luft *et al.*, 2003).

O evento “miocênico” (30 - 5 Ma), logo após o evento “turoniano”, representou um acelerado período de resfriamento crustal. Este também influenciou o registro sedimentar na Bacia Walvis, com a geração de uma inconformidade de idade miocênica e conseqüente deposição de uma fina camada sedimentar de aproximadamente 1 km (Luft *et al.*, 2003).

Baseado nestas comparações e em evidências apresentadas por outros estudos geológicos, estima-se que o primeiro resfriamento (130 - 90 Ma) observado na região da ZCSP represente o ajuste das temperaturas regionais, após a formação da bacia do Atlântico Sul, até o equilíbrio com novos horizontes térmicos (aproximadamente 70° C) há cerca de 90 Ma (**Figura 5.3**). Este resfriamento inicial esteve possivelmente associado a um soerguimento regional do relevo da Província Borborema, similar ao evento “neocomiano” de Luft *et al.* (2003).

Evidências deste soerguimento, entre 130 e 90 Ma, também foram reconhecidas por Assine (1992), ao estudar as seqüências estratigráficas da Bacia Araripe, sul do Ceará. Segundo este autor, esta bacia é constituída por quatro seqüências estratigráficas, com histórias e gênesis distintas, limitadas por discordâncias: (1) seqüência paleozóica, (2) seqüência jurássica-neocomiana, (3) seqüência aptiana-albiana e (4) seqüência albiana-cenomaniana. A terceira seqüência estratigráfica, a seqüência aptiana-albiana, é encerrada por sedimentos de natureza marinha. O brusco retorno às condições continentais reinantes durante a sedimentação da seqüência albiana-cenomaniana, depositada ainda em condições eustáticas globais positivas, evidencia um soerguimento da região NE do Brasil há aproximadamente 100 Ma, no Albiano Médio/Superior (Assine, 1992).

O segundo resfriamento, entre 30 Ma e o presente, marcou o fim de um lento e prolongado período de aquecimento que se estendeu entre 90 e 30 Ma. Este resfriamento também pode está associado a um soerguimento regional do relevo da Província Borborema, entre 30 Ma e o presente. Este soerguimento promoveu a exumação das apatitas e o equilíbrio destas com as condições de temperatura atuais da superfície da terra (**Figura 5.3**). Um fenômeno similar também foi identificado na margem continental oeste da Namíbia, denominado de evento “miocênico” por Luft *et al.* (2003).

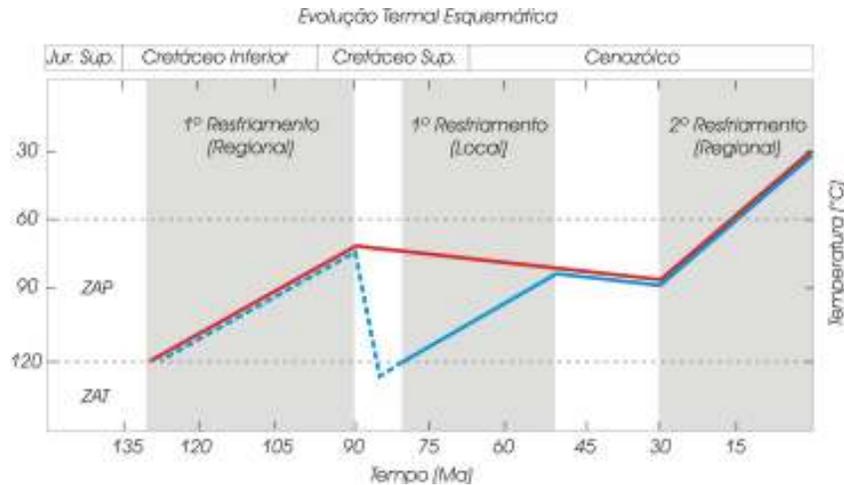


Figura 5.3: evolução termal esquemática da ZCSP, no Domínio Tectônico Setentrional da Província Borborema, com os eventos térmicos relacionados (linha vermelha: evolução termal das amostras do primeiro grupo de idades; linha azul contínua: evolução termal das amostras do segundo grupo de idades; linha azul descontinua: possível evolução termal das amostras do segundo grupo de idades, antes do episódio térmico local).

As amostras do segundo grupo de idades, pelo próprio caráter regional do desenvolvimento do relevo, também sofreram os mesmos processos evolutivos. Entretanto, um episódio térmico local, anterior a 75 Ma, pode ter interrompido a trajetória de resfriamento regional destas amostras, sendo que este foi retomado novamente até o restabelecimento do equilíbrio com as condições geotérmicas em que se encontravam anteriormente (aproximadamente 80° C). A partir deste momento, por volta de 50 Ma, a evolução térmica dos dois grupos de amostras até a atualidade foi praticamente similar (**Figura 5.3**).

Quanto à hipótese inicialmente apresentada no Capítulo 3, onde se reconhece a possibilidade de movimentação de blocos articulados pelo sistema de falhas NE-SW da ZCSP, a não se confirmou pelos resultados das análises de traços de fissão em apatita. Entretanto, os aspectos morfo-tectônicos levantados podem indicar reflexos recentes de atividade tectônica, com movimentação vertical de blocos somente em pequena escala. Estes movimentos teriam tido pouca influência sobre a evolução termal registrada nas amostras de apatita, principalmente se comparados aos efeitos das variações no gradiente geotérmico regional.

Estas atividades tectônicas podem estar relacionadas a um campo de tensões recentes, gerado por esforços compressivos E-W e usualmente atribuído à compressão da Cadeia Andina, à expansão da Dorsal Meso-Oceânica ou às forças de arrasto da base da litosfera oceânica. Peuvast & Claudino Sales (2004), e. g., atribuíram a atuação de campo de esforços recentes à reativação de falhas secundárias conectadas à Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP).

Capítulo 6**CONCLUSÕES****6.1 Termocronologia da região da ZCSP**

A Zona de Cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) é um importante divisor de terrenos do Domínio Tectônico Setentrional (DTS) da Província Borborema (PB). Sua origem está ligada à tectônica de escape desenvolvida durante a Orogênese Brasileira. Além disso, várias evidências de campo têm registrado a recorrência de atividade tectônica no Fanerozóico, particularmente controlada pela estruturação dúctil NE-SW, desenvolvidas principalmente no Proterozóico. Associada a esta estruturação regional, existem duas outras direções secundárias: NNE-SSW e E-W.

Estudos termocronológicos, através de traços de fissão em apatita, possibilitaram o modelamento da evolução mesozóica-cenozóica desta região da PB. De acordo com este modelo, o relevo regional da PB se desenvolveu em dois episódios distintos de exumação (resfriamento), intercalados por um período de relativa estabilidade. O primeiro episódio ocorreu entre 130 e 90 Ma, tendo sido iniciado quando as amostras cruzaram pela última vez a isoterma de 120°C e encerrado em 70°C. O intervalo de relativa quiescência tectônica, obtido através do modelo termal, pode também ser interpretado como um longo e lento período de aquecimento. Durante este intervalo (90 - 30 Ma) as temperaturas elevaram-se de 70°C até 90°C. O segundo momento do processo de exumação do relevo foi iniciado aproximadamente em 30 Ma, tendo perdurado até os dias atuais, reduzindo as temperaturas de 90°C até as condições atuais da superfície.

Há várias evidências de que houve, pelo menos, dois grandes eventos de soerguimento de escala regional na PB. Esta conclusão foi fundamentada em estudos comparativos entre resultados de análises termocronológicas e estudos geológicos na PB. Nóbrega *et al.* (2005), em estudos realizados na Zona de Cisalhamento Portalegre, chegaram a resultados similares aos alcançados na ZCSP, com algumas particularidades relacionadas à atividade tectônica geradora de bacias sedimentares na região. Moraes Neto *et al.* (2000) também interpretou em seus estudos regionais a ocorrência de dois importantes eventos de resfriamento na PB, que podem estar relacionados a eventos de soerguimento regional.

Assine (1992), ao estudar as seqüências estratigráficas da Bacia Araripe no sul do Ceará, reconheceu quatro seqüências estratigráficas. Ao observar a seqüência aptiana-albiana, encerrada por sedimentos marinhos, concluiu que o abrupto retorno às condições continentais reinantes

durante a sedimentação da seqüência superior (albiana-cenomaniana), depositada ainda em condições eustáticas globais positivas, evidencia um soerguimento da região NE do Brasil há aproximadamente 100 Ma, no Albiano Médio/Superior. Estas idades são compatíveis com as calculadas na ZCSP.

Estes dois períodos da história térmica da PB estão integralmente registrados nas amostras de apatita de apenas um dos grupos de idades de traços de fissão, denominado primeiro grupo de idades (111,6 - 91,0 Ma), compreendendo as idades mais antigas. Entretanto, esta evolução regional do relevo da PB não está registrada em sua totalidade nas amostras do segundo grupo de idades (68,1 - 36,5 Ma), que corresponde às idades menores. Este fato foi atribuído a um evento térmico anterior a 75 Ma, que pode ter obliterado o registro nestas amostras do primeiro momento da evolução do relevo da PB. A reativação de estruturas NNE-SSW e E-W pode ter criado as condições ideais para este aquecimento e elevação dos gradientes geotérmicos locais, embora não haja evidências de atividade magmática com esta idade no local. A retomada do equilíbrio entre as temperaturas das apatitas deste grupo com as condições geotérmicas regionais ocorreu por volta de 50 Ma, situação em que as amostras dos dois grupos de idade seguiram uma evolução similar até as temperaturas atuais de superfície.

Reflexos recentes de atividade tectônica, com movimentação vertical de blocos, foram registrados principalmente através de elementos da rede de drenagem local: assimetrias na geometria das bacias, padrões do tipo “cotovelo” e desenvolvimento de boqueirões por processos de captura de canais de drenagem. Além disso, há também evidências de deformação rúptil, como a presença de cataclasito, pseudo-taquilito e brecha de falha, desenvolvidos sobre milonitos e em gnaisses da região da ZCSP.

Estes movimentos ocorreram em pequena escala, principalmente se comparados aos efeitos das variações no gradiente geotérmico regional, não tendo sido registrados nos resultados das análises termocronológicas. Provavelmente estão associados a campos de tensões recentes, gerado por esforços compressivos E-W e usualmente atribuído à compressão da Cadeia Andina, à expansão da Dorsal Meso-Oceânica ou às forças de arrasto da base da litosfera oceânica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. & BIGARELA, J.J. 1964. Palaeogeographische und palaeoklimatische aspekte des kanozoikus in scidbrasilien. *Z. Geoc.* 33: 170-276.
- ALMEIDA, F. F. M de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simp. Geol. Nordeste. Campina Grande. Atas, p. 363-391.
- ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M.; NOGUEIRA NETO, J. A.; OLIVEIRA, F. V. C.; PARENTE, C. V.; MONIÉ, P.; LIÉGEOIS, J. P.; CABY, R.; FETTER, A. H. 1998. Main structural features of precambrian domains from Ceará (NE Brazil). In: Intern. Conf. Basement. Tectonics, Abstracts, 14: 84-85.
- AMARO, V. E.; JARDIM DE SÁ, E. F.; VAUCHEZ, A. 1991. Foto-análise preliminar dos lineamentos brasileiros da porção central da Província Borborema. In: SBG/NE. Simpósio Brasileiro de Geologia do Nordeste, 14. Recife. Boletim, 306-309.
- ALMEIDA, F. F. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DGM/DNPM*, 241: 1-36.
- ALMEIDA, A. R.; SIAL, A. N.; FERREIRA, V. P. 1988. Isótopos de oxigênio em enxames de diques cambrianos do Ceará. *Revista de Geologia da UFC*, 1: 21-30.
- ALMEIDA, A. R. & ULBRICH, H. H. G. J. 2003. O batólito granítico de Quixeramobim - CE, aspectos estruturais internos e mecanismo de alojamento crustal. *Revista de Geologia da UFC*, 16/2: 81-98.
- ASSINE, M. L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. 22 (3): 289-300.
- BARROS, S. D. 1998. Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana – Rio Grande do Norte. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. Dissertação de Mestrado nº 05/PPGG, 133 p.
- BRITO NEVES, B. B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of south américa during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*. 19: 23-40.
- BRITO NEVES, B. B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino. Tese de Doutorado. USP, São Paulo. 198 p.
- BRITO NEVES, B.B. 1978. Estudo da geocronologia da faixa costeira pré-cambriana do Nordeste. São Paulo. Instituto de Geociências. Relatório Final referente ao termo de Concessão Processo 22220884/75 do CNPq, 24 p.

- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, n. 14, p. 61.
- BIGAZZI, G.; HADLER N, J. C.; IUNES, P. J.; OSÓRIO, A. M. A. 1991a. Muscovite SSNTD: detection efficiency for fission fragments. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 19: 451-452.
- CAVALCANTE, J. C. 1999. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal - RN, 169 p.
- CABY, R. & ARTHAUD, M. H. 1986. Major precambrian nappes of the Brazilian Belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 14: 871-874.
- CREMONINI, O. & KARNER, G. D. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa, e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. 1995. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16. Recife. Boletim... Recife: SBG/NE, 14, 1: 181-184.
- CAVALCANTE, J. C. 2003. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado. UFRN. 298 p.
- DICKINSON, W. R. 1974b. Tectonics and sedimentation. Tulsa, SEPM, 204 p. (Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, special publication, n. 22).
- FETTER, A. H. 1999. Geocronological and evolution of the Ceará State - Borborema Province, Northeast Brazil. Tese de Doutorado. University of Kansas, Lawrence, Kansas, 150 p.
- FRANÇOLIN, J. B. L. & SZATMARI, P. 1987. Mecanismos de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*. São Paulo. 17 (2): 196-207.
- FAURE, G. 1986. The K-Ar method of dating in principles of isotope geology. Second Edition. John Wiley and Sons, New York, p. 66-92.
- GREEN, J. C. 1992. Proterozoic rifts. In: Proterozoic crustal evolution. Condie, K.C. Ed. Elsevier. 490 p.
- GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. Qualitative Description. *Chemical Geology*. (Isotope Geoscience Section), 59: 237-253.
- GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; LASLETT, G. M.; HEGARTY, K. A.; GLEADOW, A. J. W.; LOVERING, J. F. 1989. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4. Quantitative modelling techniques and extension to geological timescale. *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section), 79: 55-182.
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth*

- Planet. Sci. Lett., 59: 343-354.
- HURFORD, A. J. & GREEN, P. F. 1983. The zeta age calibration of fission track dating. *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.*, 1: 285-317.
- IUNES, P. J. 1999. Aplicação da dosimetria de nêutrons através de filmes finos de urânio natural e tório na datação pelo método dos traços de fissão. Instituto de Física Gleb Wataghin. Tese de Doutorado. UNICAMP, Campinas - SP, 68 p.
- IUNES, P. J.; HADLER NETO, P. C.; BIGAZZI, G.; TELLO SAENZ, C. A.; GUEDES, S.; PAULO, S. R. 2002. Durango apatite fission-track dating using length-based age corrections and neutron fluence measurements by Thorium thin films and natural U-doped glasses calibration through natural uranium thin films. *Chem. Geol.*, 187: 201-211.
- JARDIM DE SÁ, E. F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmica na Cadeia Brasileira/Pan-Africana. Brasília - UNB. Tese de Doutorado. 803 p.
- KING, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*. 19 (2): 147-256.
- LIMA, C. C.; VIVIERS, M. C.; MOURA, J. R. S.; SANTOS, A. A. M.; CARMO, J. O. 1990. O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: relações entre o padrão de afloramentos, estruturas pré-Barreiras e neotectonismo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal, Anais, 2: 607-620.
- LASLETT, G. M.; GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W. 1987. Thermal annealing of fission track in apatite: 2. A quantitative analysis, *Chem. Geol., Isot. Geosci. Sect.* 65, 1-13.
- LUTZ, T. M. & OMAR, G. 1991. An inverse method of modeling thermal histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 181-195.
- LUFT, F. F.; CHEMALE JR., F.; LELARGE, M. L. M. V. e LUFT JR., J. L. Phanerozoic thermo-tectonic evolution of NW Namibia and implications on Walvis Basin. IV South American symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil.
- MATOS, R. M. D. 1987. Sistemas de Riftes Cretáceos do NE do Brasil. In: Seminário de Tectônica da Petrobras. Atas... Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DEPEX, Rio de Janeiro. 126-159 p.
- MEYER, R. F. 1974. AAPG-GSD. Geological Provinces Code Map (Revised): American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, O.K., 1 Sheet, Scale 1; 500,000.
- MATOS, R. M. D. 1992. The northeast brazilian rift system. *Tectonics*, 11: 766-791.
- MIZUSAKI ET, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; CESERO, P. de. 2002.

- Mesozoic and cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. Oxford. 15 (2): 183-198.
- MIZUSAKI ET, A. M. P.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. 1998. Rb e Sr em sedimentos recentes: implicações na datação radiométrica. *Revista Pesquisas*. Porto Alegre. 25 (1): 75-88.
- MABESOONE, J. M. & CASTRO, C. de. 1975. Desenvolvimento geomorfológico do nordeste brasileiro. *Boletim do Núcleo do Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia*. Recife. 3: 5-37.
- MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKIMIM, F. F.; MATOS, R. M. D. 2000. Uplift and erosion in the Borborema Province, northeast Brazil: insights from apatite fission track analysis. In: XXXI International Geological Congress, Abstract Volume, IUGS/SBG, Rio de Janeiro, Brazil. GS 18.1.
- MORAIS NETO, J. M. & ALKIMIM, F. F. 2001. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*. 31 (1): 95-106.
- O'SULLIVAN & BROWN. 1998. Effects of surface cooling on apatite fission-track data: evidence for miocene climatic change, North Slope, Alaska, p. 256-267. In: Van Den Haute, P. & Corte, F. 1996.
- PELVAST, J. P. & CLAUDINO SALES, V. 2004. Stepped surfaces and paleolandforms in the northeast brazilian (Nordeste): constraints on models of morphotectonics evolution. *Geomorphology*. 62: 89-122.
- RAO, A. B. & SIAL, A. N. 1972. Observation on alkaline plugs near Fortaleza, Ceará state, Brazil. In: *Proceedings of the 24 th International Geological Congress, Section 14*. Ottawa. p. 56-64.
- SÁ, J. M. 1991. Evolution geodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Thèse de doctorat de l'Université de Nancy 1, 117 p.
- SANTOS, E. J. & BRITO NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: *O Precambriano do Brasil* F. F. M. de Almeida & Y. Hasui (eds.), Ed. Blucher, Brasil, p. 123-186.
- SIAL, A. N. 1976. The post-paleozoic volcanism of northeast Brazil and its tectonic significance. *An. Acad. Brás. Ciênc.*, 48(Supl.): 299-311.
- SILK, E. C. H. e BARNES, R. S. 1959. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philos. Mag.*, 4: 970-972.
- TROMPETTE, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (200-500Ma) Pan African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*. Bakema, Rotterdam/Brookfield, 350 p.

- TORQUATO, J. R.; ALMEIDA, A. R.; SIDRIM, A. C. G.; BMARANHÃO, C. M. L.; PARENTE, C. V.; NOGUEIRA, J. A.; ANDRADE, J. F. P.; SOUZA, J. V.; NOGUEIRA DE SOUZA, M. J.; ARTHAUD, M. H.; B. 1989. Granitóides do Ceará: região de Quixadá-Solonópolis. *Revista de Geologia da UFC*. 2 (1/2): 5-143.
- TELLO SAENZ, C. A. 1998. Estudo do annealing de traços de fissão em apatitas, tanto em seções basais como em seções sem orientação preferencial, a partir do comprimento e da densidade de traços de fissão. Tese de Doutorado. UNICAMP, Campinas - SP, 121 p.
- TELLO SAENZ, C. A. 1994. Termocronologia de algumas regiões brasileiras através da análise de traços de fissão em apatita. Dissertação de Mestrado. UNICAMP, Campinas - SP, 103 p.
- VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; EGYDIO-SILVA, M.; TROMPETTE, R. 1992. Tectônica de escape na terminação de um cráton: a Faixa Ribeira. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37. São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos. SBG. 2: 373-375.
- YOUNG, D. A. 1958. Etching of radiation damage in lithium fluoride. *Nature*, 182: 375-377.